Н. М. СТРАХОВ

РАЗВИТИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ В РОССИИ И СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, вып. 228

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

Transactions, vol. 228

N. M. STRAKHOV

DEVELOPMENT OF LITHOGENETICAL IDEAS IN RUSSIA AND USSR

CRITICAL REVIEW

PUBLISHING OFFICE «NAUKA» • MOSCOW 1971

Н. М. СТРАХОВ

РАЗВИТИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ В РОССИИ И СССР

КРИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» • МОСКВА 1971

УДК 001 (09) : 552.5 (47)

Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. Страхов Н. М. Труды ГИН, вып. 228. М., «Наука», 1971 г., стр. 622.

Во введении **подробно анализируются истоки литологии, ее методология, а также борьба вокруг сравнительно-литологического метода в 1950—1952 гг.** ***В первой части*** **книги описываются океанологические работы 70-х годов XIX и начала XX в., проводившиеся за рубежом и в России, и показывается, как под их влиянием произошел коренной перелом в общих представлениях о литогенезе.** ***Во второй части,*** **охватывающей время с начала 20-х до середины 40-х годов, анализируются попытки создать под влиянием геохимии и физико-химии физико-химические схемы генезиса отдельных пород и осадкообразования в целом.** ***Третья часть*** **посвящена литогенетическим идеям 40—60-х годов.** ***В заключении*** **подчеркивается ведущая роль изучения современного осадконакопления в формировании общих представлений о литогенезе во все периоды развития литогенетических идей. Таблиц 46. Библ. 496 назв. Иллюстраций 126.**

Редакционная коллегия:

академик
А. В. ПЕЙВЕ,
главный редактор,

академик
В. В. МЕННЕР,

Т. Г. ПАВЛОВА,

П. П. ТИМОФЕЕВ

Editorial board:

Academician
A. V. PEIVE
Editor-in-chief,

Academician
V. V. MENNER,

T. G. PAVLOVA,

P. P. TIMOFEEV

2-9-1
БЗ № 30—1970 г.

Памяти отца посвящаю

Предлагаемая вниманию читателя книга представляет собой попытку изложить и проанализировать историю развития литогенетических идей в отечественной геологии, т. е. вопросов седиментогенеза и диагенеза, разработке которых автор посвятил свою научную деятельность. Развитие представлений о более поздних стадиях жизни пород — катагенезе и раннем метаморфизме, равно как история учения о нефти и учения о формациях, остаются за пределами книги по соображениям чисто субъективного характера: автор практически не работал в этих областях и считает, что историю развития идей в них следует писать тем, кто активно участвовал в их разработке.

Ограничение рамок настоящей книги только отечественными исследованиями может на первый взгляд показаться искусственным и нежелательным. Но нужно иметь в виду, что советские ученые всегда очень внимательно следили за развитием зарубежной науки, хорошо знали и часто отражали в своих работах ее идеи. Поэтому изучение развития литогенетических идей в России и СССР на самом деле дает гораздо больше, чем это отражено в заглавии книги. Нужно учесть также то, что попытки дать общую теорию литогенеза за последние 30 лет имели место *именно у нас, а не за рубежом,* что придает истории литогенетических идей в СССР общенаучный интерес.

В двух случаях, однако, автор отступил от принятых рамок и две главы книги посвятил только зарубежным работам, ибо без этого изложение литологических идей не было бы достаточно полным.

Генетические схемы не разрабатываются стихийно или вслепую. Поэтому при анализе истории их развития нас постоянно будут интересовать не только сами идеи, но и то, *как, каким образом они были созданы, каковы их методологическая база и фактическая основа.* Будучи всегда сторонником сравнительно-литологического метода и эмпирических обобщений, автор, естественно, поставил своей основной задачей проследить, как зарождался и развивался этот метод и что он дал для современного понимания литогенеза.

Историю идей пишут по-разному. Одни излагают ее летописно, отстраняясь от взглядов, имевших место когда-то в истории науки, и от былой борьбы идей. Другие активно относятся к описываемой ими истории, не только анализируя идеи, но и поддерживая то, что им кажется правильным и прогрессивным, выявляя ошибочное и причины его появления. Автор является сторонником именно второго направления, ибо только оно делает историю идей делом важным и нужным для сегодняшних исканий. В этом смысле настоящая книга является продолжением — другими средствами — той пропаганды сравнительно-литологического метода, какую автор вел на протяжении всей научной работы.

Автор выражает искреннюю признательность К. Б. Соколовой и А. В. Астрову, выполнившим большую работу по подготовке книги к печати.

ИСТОКИ ЛИТОЛОГИИ, ЕЕ ЗАДАЧИ И МЕТОДОЛОГИЯ

Одним из основных вопросов, возникающих при анализе истории развития литогенетических идей, является вопрос об истоках литологии, ее задачах и, особенно, о ее методологии, т. е. общих принципиальных установках, на базе которых решаются генетические проблемы и малого, и, главным образом, крупного масштаба. К сожалению, эти вопросы обычно обходят, либо их касаются вскользь, хотя все они — *особенно методология* — заслуживают, конечно, самого пристального внимательного разбора. Поскольку в этой книге нас будут интересовать проблемы, требующие ясности в методологических установках, мы остановимся на них с некоторыми подробностями и рассмотрим в историческом аспекте.

1. Истоки литологии

Истоки литологии выясняются при ознакомлении с общим ходом развития геологии в XIX в. Это было время, когда геология из достаточно фантастической натурфилософии, какой она была в XVI—XVIII вв., быстро превращалась в науку, владеющую объективными методами исследования земной коры и, разрастаясь, отделяла от себя дочерние ветви — будущие новые геологические дисциплины.

У колыбели геологии стояли, как известно, В. Смит (1769—1839 гг.), Ж. Кювье (1769—1832 гг.) и А. Броньяр (1770—1847 гг.). Им принадлежит введение в науку палеонтологического метода, впервые позволившего объективно расчленять осадочные толщи по заключенным в них остаткам растительных и животных организмов и прослеживать затем выделенные толщи (их называли вначале формациями) на более или менее далекие расстояния. Пользуясь этим методом, В. Смит за период с 1794 по 1821 г. составил и издал ряд планшетов для 15 графств Англии, а в 1817 г. опубликовал идеальный стратиграфический профиль через всю Англию от Сноудена до Лондона. Эти работы являются базисом, на котором в Англии в дальнейшем развивалась стратиграфия, усвоившая не только метод Смита, но и принявшая ряд его подразделений и стратиграфических наименований (например, лейасовые слои, портландские слои, коралловые слои и т. д.).

Одновременно с В. Смитом во Франции работали в аналогичном направлении Ж. Кювье и А. Броньяр. Они изучали палеонтологические остатки в отложениях Парижского бассейна — впадины в герцинском фундаменте. Это исследование с полной убедительностью обнаружило,

сколь большое значение имеет фауна для стратиграфического расчленения и сопоставления осадочных толщ.

Впечатление от исследований В. Смита и Ж. Кювье было огромное. У них тотчас же появились последователи и ученики, которые с необычайным жаром стали применять палеонтологический метод в самых различных частях Европы. Результаты оказались исключительными: *в короткий срок основные черты стратиграфии осадочных пород земной коры были установлены, и основные контуры относительной геохронологии были найдены.*

Чтобы убедиться в этом, достаточно просмотреть помещенную здесь весьма поучительную табл. 1.

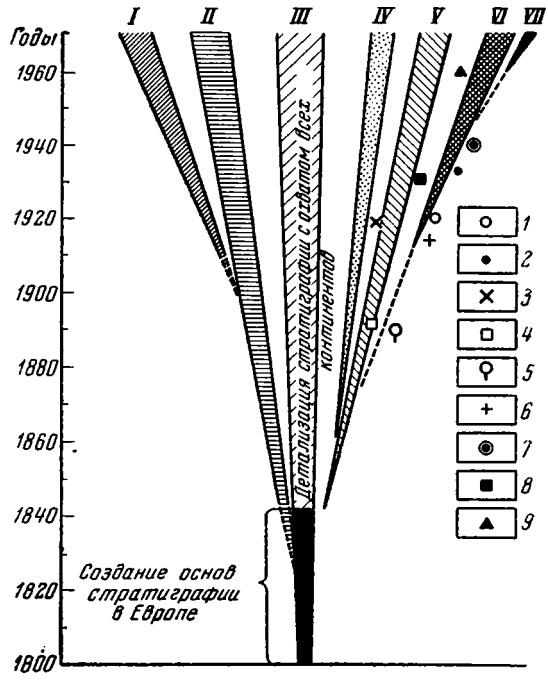
Из таблицы видно, что основы современной геохронологической схемы были заложены в течение каких-нибудь 18—20 лет, а подавляющее большинство систем было выделено буквально на протяжении десятилетия, с 1832 по 1841 г.

Вот почему вслед за К. Циттелем (1899 г.) мы можем назвать первые сорок лет, особенно же тридцатые годы XIX в., «героическим периодом» в истории развития геологии.

Таблица 1

Разработка основ общей стратиграфической схемы

Система	Год выделения	Место выделения	Автор, выделивший систему	Примечание
Архейская, или протерозойская группа	1863	Северная Америка	Д. Логан	Название «архейская» дал группе Дж. Дана в 1873 г.
Кембрийская	1836	Юго-Западная Англия	Л. Седжвик	Современное разграничение (и объем) систем предложено Ч. Лайелем и принято Международным геологическим конгрессом в 1888 г.
Силурийская	1835	Там же	Р. Мурчисон	—
Девонская	1839	Юго-Западная Англия и Шотландия	Р. Мурчисон и А. Седжвик	—
Каменноугольная	1822	Юго-Западная Англия	У. Конибир и У. Филлипс	Истинное стратиграфическое положение системы над девоном установлено лишь в 1839 г. Мурчисоном
Пермская	1841	Северо-восток Русской равнины	Р. Мурчисон	—
Триасовая	1834	Германия	Ф. Альберти	—
Юрская	1829	Юрские горы	А. Броньяр	Тройное деление установлено Л. Бухом в 1839 г.
Меловая	1822	Парижский бассейн	М. Омалиус д'Аллуа	Современная схема подразделений дана А. д'Орбиньи в 1842 г.
Третичная	1833	Парижский бассейн	Ч. Лайель	Название «третичные осадки» было дано Ж. Кювье и А. Броньяром еще в 1809 г.
Четвертичная	1823 и 1829	—	У. Бёкланд и Ж. Денуайе	У. Бёкланд предложил наименование «дилювий»; термин «четвертичная система» введен Ж. Денуайе



Фиг. 1. Истоки литологии и ее место среди других наук

I — общая геотектоника;
II — региональная геотектоника;
III — стратиграфия;
IV — палеогеография;
V — фациология;
VI — литология;
VII — геохимия осадочных пород.
1 — начало чтения курсов петрографии осадочных пород в СССР;
2 — петрография осадочных пород М. С. Швецова;
3 — «Grundlagen der Paleogeographie» Dacqué;
4 — монография И. Вальтера «Einleitung in der Geologie als Naturwissenschaft»;
5 — «Deep-sea deposits» Дж. Мерея и А. Ренара;
6 — «Введение в изучение осадочных пород» Л. Кайо;
7 — «Петрография осадочных пород» Л. В. Пустовалова;
8 — «Учение об осадочных породах» У. Твенхофела;
9 — «Основы теории литогенеза» Н. М. Страхова

Это тем более правильно, что развитие стратиграфии породило ряд новых течений в геологии, превратившихся затем в самостоятельные геологические дисциплины.

Выделение стратиграфических подразделений на палеонтологической основе прежде всего в корне изменило характер геологического картирования осадочных толщ. *В основу его кладется отныне не петрографический характер толщ, а их возраст;* картирование становится прослеживанием одновозрастных отложений, что позволяет улавливать характер их залегания: воздымание — в одних случаях, погружение под геологически более молодые отложения — в других, горизонтальное залегание — в третьих. Устанавливаются перерывы в отложениях, их стратиграфическая длительность и области развития. Словом, вскрывается сложность залегания осадочных толщ на больших и даже малых площадях. Одновременно устанавливается геологический возраст подчиненных осадочным комплексам вулканических пород, а также прорывающих их разнообразных интрузивных тел. В целом стратиграфия любого региона, созданная палеонтологическим методом, с неизбежностью перерастает в региональную тектонику этих регионов и целиком определяет ее. Впоследствии же, по мере накопления большого числа региональных работ, их обобщение дало начало *общей геотектонике* как самостоятельной геологической дисциплине. Это, так сказать, дочерняя ветвь стратиграфии, находящаяся в теснейшей зависимости от нее и поныне (фиг. 1).

Уже первые исследователи, работавшие палеонтологическим методом, устанавливали нередко, что один и тот же стратиграфический горизонт изменял свой облик: при переходе от одной области развития к другой постепенно (или резко) становился иным петрографический состав слагающих его пород, а вместе с ним в некоторой мере изменялся и характер заключенных в нем органических остатков. Эта пространственная изменчивость облика одного и того же стратиграфического горизонта впервые была отчетливо осознана швейцарским ученым

А. Грессли (1838 г.), причем облик пород он назвал фацией (facies). *Причиной указанных изменений могло быть только одно: перемена физико-географических условий образования осадков.* У морских отложений — разная степень близости к берегу и глубина отложений осадка (прибрежные, мелководные, глубоководные), у континентальных — возникновение их то в озерах (пресных или соленых), то в субаэральных условиях — на различных элементах рельефа и в разных климатах.

Осознание решающей роли физико-географической обстановки в формировании осадочных толщ привело к возникновению сразу трех новых направлений, переросших впоследствии в самостоятельные геологические дисциплины.

Первое направление — *фациология, или учение о фациях,* т. е. о тех конкретных физико-географических обстановках, какие породили в прошлом разнообразие существующих в природе осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Реконструкция ряда таких обстановок была дана в работах многих зарубежных и русских исследователей во второй половине XIX в. (Р. Мурчисон, М. Неймайр, Н. А. Головкинский, А. А. Иностранцев и др.).

В 1893—1894 гг. вышла трехтомная монография И. Вальтера, в которой гораздо глубже и правильнее, чем до того, была рассмотрена методология фациального анализа и дан первый систематический обзор «Faciesbezirke» на всей современной поверхности Земли.

Появление этой книги ознаменовало рождение науки, названной позже «учением о фациях». В 1921 г. у нас впервые Д. В. Наливкин эту науку стал излагать в качестве специального курса в Горном институте в Петрограде.

Очень скоро стала формироваться и другая дисциплина — *палеогеография, в основу которой была положена картография древнего лика Земли на отдельных его участках или на всем лике в целом — для разных отрезков времени.* Первые палеогеографические карты появились в 50-х годах XIX в. и принадлежат Геберту, А. Грессли, Триммеру и др. С 70-х годов палеогеографические схемы стали составляться и в России (Г. А. Траутшольд, А. П. Павлов, С. Н. Никитин, А. П. Карпинский и др.). Эти первые карты были достаточно примитивными. Море на них представляло собой пространство, занятое (по мнению составителей) морской водой, без каких-либо деталей, морю присущих. Осадкообразование на площади моря и на континентах, фациальные зоны, мощности осадков на карте не изображались, что и естественно, ибо при несовершенстве фациального анализа до конца XIX в. эти данные не могли быть истолкованы геологами и использовались как второстепенные. Определение площадей морских бассейнов производилось по *находкам морской фауны соответствующего горизонта*, причем в объединении этих, часто далеко разбросанных, находок в цельные морские ареалы не было каких-либо твердых принципов, а составитель руководствовался личными соображениями.

Развитие фациального анализа в конце XIX и начале XX в. отразилось на характере и содержании палеогеографических карт. Участки моря и суши начали «оживать». На них постепенно появились знаки, показывавшие фациальный тип осадков и позволявшие, таким образом, глубже заглянуть в физико-географическую обстановку континента и морского дна, в их рельеф, выделить области усиленной и ослабленной аккумуляции терригенного материала, площади карбонатных и хемогенных фаций и т. д. Вместе с тем применение фациального анализа ископаемых пород значительно сузило произвол в конструкции палеогеографических карт и дало им гораздо бо́льшую обоснованность. Первые карты такого рода созданы были у нас А. Д. Архангельским для Европейской части СССР (1912—1923 гг.) и С. Бубновым для Западной

Европы (1935 г.); вскоре они стали ходовым типом палеогеографических карт вообще, особенно распространенным в СССР.

Третьим направлением в изучении осадочных пород, развившимся на базе стратиграфии, было *петрографическое, или литологическое, изучение пород.* В самом деле, очень скоро было осознано, что источником сведений о физико-географических условиях образования тех или иных толщ могут быть не только заключенные в них остатки животных и растительных организмов, но и *сами породы* — их минералогический и химический состав, гранулометрия, текстура, характер залегания (лентообразный, площадной), соотношения разных пород по вертикали (в разрезе) и на площади.

Так, развитие стратиграфо-фациальных и палеогеографических исследований неизбежно привело к постановке специальных работ, посвященных самим осадочным породам, их вещественному составу, структурам и механизму формирования. Вначале в исследование были вовлечены лишь наиболее распространенные типы пород: пески, песчаники, алевролиты, глины, известняки, мергели; потом более редкие — Al-Fe-Mn-P-руды, угли, горючие сланцы и другие, т. е. вся гамма осадочных образований.

Углубленное петрографическое изучение осадочных пород потребовало новых методов, не применявшихся дотоле ни в стратиграфии, ни в фациальном анализе. Вначале это были методы, заимствованные из петрографии магматических пород, в частности, оптическое исследование в шлифах (Сорби, 1851—1858 гг.), валовый химический анализ. Потом стали разрабатываться и свои собственные методы — гранулометрический анализ (70—80-е годы), изучение зерен в иммерсии (80-е годы), в пришлифовках и др. В последней трети XIX и начале XX в. данные по петрографическому изучению и генезису осадочных образований стали не только входить в состав исследований собственно стратиграфических и фациально-палеогеографических, но и публиковаться в качестве самостоятельных петрографических работ. Они выполнялись частью петрографами-магматистами (Г. Сорби, В. И. Лучицкий и др.), частью геологами-стратиграфами, обладавшими в большей или меньшей степени петрографической методикой (Г. А. Радкевич, М. Д. Сидоренко, А. Д. Архангельский, М. Э. Ноинский и др.), либо учеными, полностью посвятившими себя этой работе (Л. Кайо, В. Воган, Г. Шнейдерхен и др.).

Большое участие в исследовании петрографии и генезиса некоторых осадочных пород приняли минералоги (В. Н. Чирвинский, П. Н. Чирвинский, Я. В. Самойлов и др.); особенно это касается железных, марганцовых и других руд (П. А. Земятченский).

Ко второму десятилетию XX в. собственно петрографических работ по осадочным породам накопилось так много, а методика их исследования приобрела столь специфические черты, что стало возможным говорить уже о новой самостоятельной геологической дисциплине — петрографии осадочных пород, или, как ее стали называть позже, литологии[1]. Точное время зарождения новой науки установить трудно. Но нужно иметь в виду, что в 1916 г. Л. Кайо опубликовал методическое руководство по исследованию осадочных пород. В 1922 г. В. Воган (W. Vaughan) сообщил, что при геолого-географическом отделении Национального исследовательского совета в США создан под его председательством комитет по седиментации. В 1922 г. М. С. Швецов

---

[1] Термины «литология», «литогенез», впрочем, по устному указанию В. В. Тихомирова, достаточно старые и восходят к середине XVIII в.; они введены К. Линнеем. Однако современное их содержание (смысл) оформилось лишь в конце XIX в.

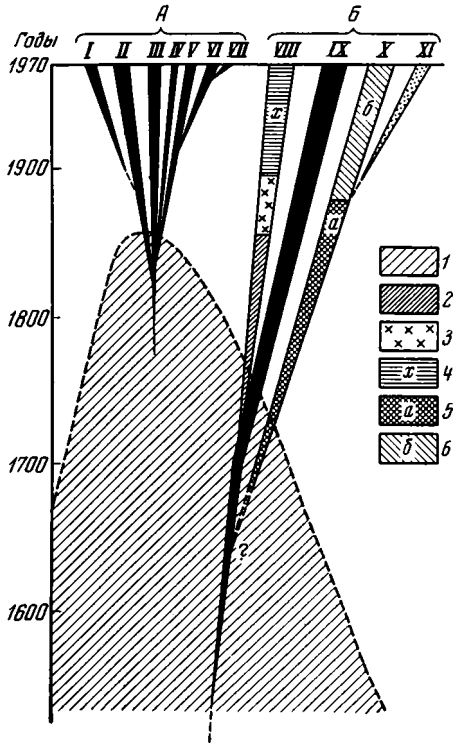
в I Московском университете и Б. П. Кротов в Казанском университете стали читать факультативные курсы петрографии осадочных пород. В 1923 г. Я. В. Самойлов опубликовал чрезвычайно интересную и важную статью «Очередные работы в области изучения осадочных пород», где дал набросок широкой программы исследований, выполнение которой должно было содействовать становлению литологии как самостоятельной науки. Все эти факты доказывают, что во втором десятилетии XX в. в сознании геологов отчетливо созрела идея о том, что петрография осадочных пород представляет собой особую самостоятельную дисциплину, отличную и по целям, и по методам от петрографии вообще. Подчеркнем, что хотя новая наука и использовала некоторые методы, разработанные в петрографии вообще и в минералогии, а некоторые петрографы-магматисты и минералоги изучали иногда и осадочные породы (что имело место нередко при геологическом картировании и разведке руд), все же *петрография осадочных пород развилась не в недрах общей петрографии или минералогии, а в недрах фациального анализа и палеогеографии как средство к дальнейшему углублению в познание физико-географических условий и механизма формирования осадочных пород.*

Нельзя не вспомнить в связи с этим авторитетного замечания Ф. Ю. Левинсона-Лессинга по поводу того, где зародилась литология. «Надо сказать, — пишет он в своем «Введении в историю петрографии», — что толчок к более глубокому изучению осадочных пород последовал со стороны геологии, а не петрографии, которая долго оставалась равнодушной к этой группе горных пород (Левинсон-Лессинг, 1936, стр. 24).

Все изложенное может быть кратко резюмировано в виде схемы, изображенной на фиг. 1. Она показывает, во-первых, что учение о фациях (или фациология), палеогеография и литология, с одной стороны, региональная и общая тектоника — с другой, представляют собой науки, ответвившиеся некогда от стратиграфии; во-вторых, что все эти дисциплины до сих пор базируются на стратиграфии. При фациальном и всяком другом изучении древних осадочных толщ исследования не могут быть проведены без предварительной разработки достаточно надежной для данного региона стратиграфии. Это обстоятельство за последние десятилетия стали забывать, и появились даже утверждения, будто стратиграфию в отдельных регионах можно строить палеогеографическим методом. Нетрудно видеть, что в данном случае имеет место элементарное заблуждение.

Исторически палеогеография развилась на базе стратиграфии, ибо по логике вещей только после установления синхронности пород можно говорить о фациальных изменениях данного горизонта в пространстве, а после выяснения фациальных типов пород строить палеогеографические карты, а не наоборот. Более позднее появление фациологии, палеогеографии и, особенно, литологии в качестве самостоятельных наук отражает логическую последовательность разных подходов к исследованию одного и того же природного объекта — осадочных пород и толщ.

Интересны соотношения «древа геологических наук», взятого в целом, с «древом петрографо-минералогических наук». Как известно, первым и самым древним корнем геологии вообще *было рудное дело,* базировавшееся главным образом на разработке магматических, преимущественно жильных, образований (фиг. 2). По времени оно уходит в глубокое прошлое, за тысячелетия до нашей эры. В XVIII в. из этого корня развились минералогия и петрография магматических пород. Последняя вначале была чисто описательной макроскопической, а потом — с введением микроскопа — (1851 г.) пережила, по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, период физиографических, т. е. чисто описательных микроско-



Фиг. 2. Сопоставление истории развития геологических и минералого-петрографических пород

А — древо геологических наук;
Б — древо минералого-петрографических наук.
I — общая геотектоника;
II — региональная геотектоника,
III — стратиграфия;
IV — палеогеография;
V — фациология;
VI — литология;
VII — геохимия осадочных пород;
VIII — петрография изверженных и метаморфических пород;
IX — геология рудных месторождений;
X — минералогия;
XI — общая геохимия.
1 — эпоха геологической натурфилософии;
2 — макроскопическая петрография;
3 — период физиографических работ в петрографии;
4 — период развития теоретических и экспериментальных работ в петрографии;
5 — описательная минералогия;
6 — генетическая минералогия

пических исследований, после чего начался этап теоретических и экспериментальных исследований. Минералогия также долгое время была наукой чисто описательной и классифицирующей минералы по тем или иным признакам. Но в последние два десятилетия XIX в. стали проявляться тенденции к выяснению генезиса минералов, и с начала XX в. минералогия — во всяком случае в изложении таких передовых ученых, как В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Я. В. Самойлов и другие — стала наукой о составе и *генезисе* минералов. Почти одновременно от нее ответвилась общая геохимия, изучающая распределение, миграции и концентрации элементов в земной коре.

Учение о рудных месторождениях постоянно, вплоть до настоящего времени, органически входило в описанную группу петрографо-минералогических дисциплин.

Как видим, древо геологических дисциплин развилось гораздо позже древа петрографо-минералогических наук, но, несмотря на это, оказалось не менее, а, пожалуй, даже более разветвленным, чем последнее.

В общем же нельзя не удивляться бурному развитию геологии в целом и ее многообразному ветвлению. При этом происходил не только количественный, но и качественный рост исследований во всех без исключения ветвях. К концу XIX в. простое описание объектов природы во все больших масштабах дополнялось изучением их генезиса и процессов (т. е. механизмов), эти объекты порождающих; иначе говоря, *статический подход все больше замещался динамическим.* Самый характер генетических концепций приобрел иной вид. В XVII, XVIII и в начале XIX в. также строились генетические концепции, притом чрезвычайно широкие и всеобъемлющие. Вспомним «Эпохи природы» Ж. Бюффона, нептуническую теорию Г. Вернера, «Превращения лика Земли» Ж. Кювье. Но это были своеобразные концепции. Авторы их, отправляясь от очень ограниченного, иногда ничтожно малого количества фак-

тов, чисто логическим умозрительным путем строили обширные схемы, нередко увлекательные, но, как мы теперь знаем, фантастические и имеющие лишь очень небольшое число точек соприкосновения с реальной действительностью. *Это были еще не научные, а натурфилософские построения.* Развитие разнообразных геологических дисциплин в XIX и XX вв. и быстрое накопление все большей массы достоверных фактов еще не исключили полностью появления в разных науках натурфилософских построений и даже временных успехов таких концепций (мы еще увидим примеры их в литологии). Но все же мысль исследователей постепенно дисциплинировалась, и все настойчивей выдвигалось требование, чтобы та или иная — широкая или узкая — генетическая концепция была, по существу, логически координированной и идейно осмысленной совокупностью эмпирических данных, чтобы эти данные, так сказать, сами складывались в некую генетическую схему. Созданные таким образом генетические схемы впоследствии, как правило, дополнялись новым фактическим материалом, иногда, может быть, несколько видоизменялись, но их нельзя было просто отбрасывать, заменяя другими, как это типично для истории натурфилософских построений в любой ветви геологической науки, да и не только в ней. Это принципиальное различие, в несколько утрированной форме, и показано на фиг. 2, на которой время XVII, XVIII и самого начала XIX в. трактуется как период практически безраздельного господства натурфилософских концепций, в отличие от последующего, когда они во все большей степени замещались эмпирическими обобщениями разраставшейся массы фактов.

2. О первой формулировке задач и методологических установок литологии как самостоятельной науки

Возникновение литологии во втором десятилетии XX в., естественно, ставит вопрос: как же представляли себе в те времена объем и задачи этой науки наиболее крупные ученые, работавшие в ней, каким путем собирались они строить ее?

Просматривая советскую и зарубежную литературу тех лет, я пришел к заключению, что *единственной работой, которая сознательно ставила задачу создания литологии именно как науки и в соответствии с этим разработала глубоко продуманную программу исследований,* является статья Я. В. Самойлова (1923) «Очередные работы в области изучения осадочных пород». К сожалению, эта статья давно и глубоко забыта. Достаточно сказать, что она не указывается и не разбирается ни в «Материалах к истории развития науки об осадочных породах» М. С. Швецова (1958), ни в одной из юбилейных статей, посвященных литологии, ни в одном советском учебнике литологии. Она не фигурировала также в дискуссии по литологическим проблемам, в которой центральное место заняли вопросы методологии. Об этом забвении можно только пожалеть, ибо ничто не может представить такого интереса в истории любой науки, как первая отчетливая формулировка ее задач и методологии. Поэтому я и позволю себе остановиться на подробном изложении статьи Я. В. Самойлова и на дальнейшей судьбе его идей.

«Неоднократно отмечалось, — начинает Я. В. Самойлов свою статью, — что изучение осадочных горных пород находится в некотором пренебрежении. Задумываясь над причинами такого невнимательного отношения к изучению этих пород, я позволил бы себе отметить следующее.

До недавнего времени не была достаточно уточнена и обобщена самая задача исследования горных пород. Если же поставить проблему изучения во всей ее полноте, то сделается ясным, в какой мере такая задача сложна и трудна. И тогда, может быть, придется признать, что только теперь и назрело дело изучения осадочных пород, что их исследование в известных отношениях представляет даже более трудную задачу, чем несравненно дальше продвинувшееся изучение изверженных горных пород» (Самойлов, 1923, стр. 3).

«Осадочные породы в главной своей массе представляют по своему происхождению осадки морского дна ... *Совершенно очевидно, какое существенно важное значение в вопросе о подобных осадочных отложениях имеет возможно более детальное исследование современных осадков морского дна»* (курсив мой. — *Н. С.*) (там же). Эту задачу Я. В. Самойлов считает задачей № 1 и именно с ее разбора и начинается раскрытие программы проектируемых им работ.

«Осадки морского дна отражают жизнь моря — и минеральную и не минеральную. В высокой степени важно выяснить, насколько это отражение полно, а если оно неполно, то насколько эта неполнота равномерна, ибо в противном случае выводы, опирающиеся на изучение осадка, могли бы привести к одностороннему освещению жизни бассейна, могли бы вызвать извращение перспективы.

Требуется установить те закономерности, какими определяется отражение жизни бассейна в его осадках. Только разобравшись в этих закономерностях, можно надеяться разгадать наиболее полно жизнь былых бассейнов по их отложениям, являющимся единственным материальным остатком, сохранившимся от всей угасшей жизни.

Само собой разумеется, что для достижения этого нельзя ограничиться изолированным, совершенно обособленным изучением современных отложений морского дна, но нужно вести их в самой тесной и неразрывной связи со всеми океанографическими, в самом широком смысле, и биологическими исследованиями данного бассейна.

Постановка исследования подобного рода и осуществляется в связи со всеми работами Морского научного института» (там же).

В то время Я. В. Самойлов руководил исследованием осадков Баренцева и Карского морей. «Я не решился бы утверждать, — пишет он, — что Карское и Баренцево моря являют собой наиболее благодарную область для наших исследований, особенно на первых порах». Но другие объекты были тогда недоступны, и пришлось идти на изучение этих *не* наиболее благоприятных.

Обработка материалов, уже собранных во время рейса «Персея» 1921 г. и в дальнейших экспедициях, состояла из следующих групп работ.

«1) Детальное минерало-петрографическое исследование путем механического, петрографического и химического анализа устанавливает всю комбинацию принесенных минеральных тел различного размера, различного состава, покрывающих дно морское. Кроме разделения минерального материала методом отмучивания, тяжелых жидкостей (легкие и тяжелые минералы, относительное содержание тех и других в разных фракциях, выделенных механическим анализом), электромагнитным путем, существенное значение имеет микроскопическое исследование материала». Все эти работы должны вестись в *генетическом аспекте: «Ставится вопрос о происхождении этого минерального вещества. Мы стремимся выяснить, откуда принесло каждое минеральное зерно, где его первоначальное местонахождение и как оно доставлено к данному пункту дна морского.* Само собою разумеется, что это требует обстоятельного знания геологического сложения тех местностей, которые питают минеральным материалом данный бассейн, и учета тех

агентов, какие осуществляют перенос... Также очевидно, что и различные минералы, и горные породы имеют неодинаковую ценность для разрешения поставленной задачи: одни являются обычными, слишком распространенными, банальными; напротив, некоторые могут сразу дать весьма существенные и важные указания в требуемом направлении; особенное значение имеет в этом отношении хотя и содержащаяся в очень малом процентном количестве группа тяжелых минералов» (там же, стр. 5, 6).

«2) *Весьма важен органогенный состав осадков.* Здесь мы должны выследить, как, в каком виде и количестве накапливаются скелеты и тела организмов на дне морском, в какой мере они сопутствуют всей жизни бассейна. Необходимо знать, каков минеральный состав накапливающихся на дне моря скелетов различных организмов ... На основании доставленного первой экспедицией Морского института материала можно было произвести химическое исследование скелетных частей различных представителей пластинчатожаберных, брюхоногих, плеченогих и иглокожих, живущих в Карском и Баренцевом морях, и мы могли убедиться, насколько сложен минеральный состав скелетов, особенно некоторых групп животных» ... Эти работы предполагалось вести и дальше по усложненной методике. «Одновременно у нас поставлены исследования для выяснения того, *всегда ли, во все геологические периоды скелеты определенных групп организмов сохраняли такие же химические особенности, какие обнаруживают они в настоящее время»* (там же, стр. 6, 7).

«3) Наконец (должны изучаться. — *Н. С.*) те минеральные процессы, которые идут на самом дне морском и приводят к образованию весьма характерных минералов»: глауконита, железисто-марганцовых стяжений, сернистого железа. «Отложившиеся на дне морском осадки, прикрываясь новыми и новыми отложениями, постепенно уходят в более глубокие горизонты, уходя в зону диагенеза, где они претерпевают ряд разнообразных изменений [1]. Сейчас в литературе приводятся указания только на самые первые еще совершенно незначительные попытки проникнуть хоть несколько в зону диагенеза (в экспедициях Challenger'a, Valdivia, Gauss'a). Мы имеем в виду приложить свои усилия для получения материала из возможно более глубоких горизонтов дна морского» (там же, стр. 9).

Годом позже, как бы резюмируя все эти частные задачи изучения современных осадков, Я. В. Самойлов дал очень удачную общую их формулировку: «Мы должны стремиться к тому, чтобы весь морской осадок расчленить на отдельные составляющие его группы, мысленно вернуть их в первоначальное положение и последовательно проследить, как, какими путями этот, часто столь разнородный по своему происхождению и первоначальному местонахождению, материал сочетался вместе, образовал некоторую новую минеральную ассоциацию и отложился на данном участке морского дна, где подобный комплекс, попавший в новые особенные физико-химические и биологические условия, может претерпеть соответственные изменения» (Самойлов, 1924, стр. 142).

---

[1] В другой своей работе Я. В. Самойлов так пишет о диагенезе применительно к известнякам: «Отложившийся на дне морском скелетный материал подвергается действию диагенетических процессов. Происходит превращение ила морского в горную породу, в данном случае — в известняк. Процесс диагенеза представляет еще много невыясненного и неизученного. ...Знакомый нам материал, складывающий дно морское, уходит из поля нашего наблюдения и изучения, чтобы предстать перед нами в виде готовой, законченной породы, а целая полоса в биографии этой породы и как раз полоса наиболее деятельных и энергичных химико-минералогических и биологических процессов, составляющих сущность диагенетических превращений, остается для нас пока покрытой тайной» (Самойлов, 1919, стр. 289).

Одновременно с изучением современных морских отложений Я. В. Самойлов ставит перед литологией и другую крупную задачу: *«Изучению нашему,* — пишет он, — *подлежат совершенно оформленные, настоящие осадочные породы.* Наибольший интерес представляют для нас осадочные породы — биолиты, образование которых связано с жизнедеятельностью организмов» (Самойлов, 1923, стр. 9). Ко времени, когда Я. В. Самойлов писал разбираемую программную статью, он уже начал исследование известняков карбона Подмосковья и намечал изучение карбоновых известняков Донбасса, вел исследование третичных опок. При этом большое внимание он уделял не только макро-, но и микроскопии биолитов, исследованию их нерастворимых остатков и особенно их химии. «Весьма существенной задачей, — пишет он, — представляется мне тщательный анализ известняков (равно как и других осадочных пород) на нахождение в них более редких для известняков химических элементов. Я имею в виду выяснение нахождения в известняках, кроме магния, содержания стронция, бария, серы, фосфора, йода, мышьяка, ванадия и др.

Совершенно допустимым следует признать предположение, что количественное отношение между организмами, не содержащими в своем скелете или теле редких химических элементов и содержащими таковые, могло быть совершенно неодинаковым в различные геологические периоды. Группы организмов со своеобразными химическими особенностями, весьма незначительные количественно, например, для настоящего момента истории Земли, могли быть в какие-то предшествовавшие геологические периоды распространенными, господствующими... Я представляю себе, что в известных случаях возраст геологического горизонта может характеризоваться определенным химическим элементом. Это будут по аналогии с ископаемыми руководящими организмами «руководящие химические элементы» (там же, стр. 12, 13).

«Итак, — заключает он свою статью, — общая схема изучения осадочных пород морского происхождения сводится к следующему. Мы стремимся мысленно освободить осадочную породу от всего последующего, всего наносного материала и рассыпать ее в рыхлый осадок морского дна, чтобы, опираясь на те закономерности, каким подчиняется проектирование современной жизни моря на его осадках, восстановить полнее жизнь существовавшего некогда морского бассейна... В основе современной геологии стоит принцип актуализма. Так высоко оцениваемый теоретически, он должен быть действенно и углубленно проводим и в самой геологической работе» (там же, стр. 18, 19).

Такова программа и методология работ, долженствовавших содействовать быстрому развитию литологии как науки, которые были сформулированы Я. В. Самойловым в 1923 г.,[1] т. е. как раз в то время, когда геологи только что осознали, что это действительно наука самостоятельная, отличная от петрографии пород магматических и метаморфических. Пожалуй, трудно представить себе более широкую, идейную и четкую программу. Это была, как можно видеть, типичная программа и методология сравнительно-литологических исследований, хотя Я. В. Самойлов и не называл ее так, может быть потому, что иной программы и приемов он просто не мыслил. Так, у колыбели только что зародившейся новой геологической науки Я. В. Самойловым был, так сказать, зачитан манифест сравнительной литологии, нацеливающий эту науку на совершенно определенное направление исследований.

В этом манифесте особый упор делался на изучение процесса современного осадконакопления, которое было в программе отправным пунк-

---

[1] Статья имеет пометку: «Москва, III, 1923 г.».

том в понимании генезиса осадочных пород. Сознание именно такой роли современной седиментации определило чрезвычайную активность Я. В. Самойлова в работах только что основанного Плавучего морского института. «В день вступления Якова Владимировича в члены Института, — пишет профессор А. И. Россолимо [1], — занесено в протокол следующее постановление по предложенному им вопросу: перенести центр тяжести работ гео-минералогического отдела на исследование морского дна» (Самойлов, 1929а, стр. 12). «Интересы Института, — пишет в другом месте тот же автор, — были близки Якову Владимировичу до крайности. Временами можно было думать, что других симпатий у него и не было... Он пропагандировал идею создания океанологического института всюду (в дальнейшем он мыслил себе превращение Плавучего морского института в Океанографический институт крупного масштаба). В Берлине он посвящает много времени изучению постановки дела в Museum für Meereskunde, вывозит оттуда много интересного материала по оборудованию и организации этого учреждения. С Ф. Нансеном он трактует о задачах нашего Института. Ведет переговоры с редакциями иностранных журналов по вопросам широкой информации о задачах и работе института. В Ленинграде выступает с докладом о работах, произведенных в недрах института. Словом, он живет интересами его со всем жаром, присущим его темпераменту» (там же, стр. 20). В самом институте (а также в Институте прикладной минералогии и петрографии) им и его сотрудниками проводится изучение и освоение методов механического анализа осадков и выбор из них наилучшего, налаживается методика химического и особенно спектроскопического анализа осадков и пород. Перед Бюро Международного геологического конгресса им ставится вопрос о необходимости «единства механической характеристики осадочных пород», т. е. о выборе единой шкалы размерных фракций зерен и их номенклатуры, и даже *вопрос о единой классификации осадков вообще*. Так мог работать только ученый, сознательно поставивший перед собой задачу систематической и широкой разработки избранной им отрасли науки, в данном случае литологии (или петрографии осадочных пород).

ЯКОВ ВЛАДИМИРОВИЧ
САМОЙЛОВ
1870—1925
Снимок 1910 г.

К сожалению, Я. В. Самойлов умер через два года после того, как им была сформулирована программа работ по изучению осадков и осадочных пород. За это время, конечно, нельзя было сделать многого. Но сама программа и то, что им делалось в целях ее реализации, свидетельствуют с несомненностью о том, что Я. В. Самойлов был первым литологом нашей (и не только нашей) страны, сознательно поставившим задачу систематического развития этой науки и указавшим ей правильный путь.

[1] Статья в сборнике «Биолиты» (см. Самойлов, 1929а).

3. О судьбе основополагающих идей Я. В. Самойлова

Судьба программных установок Я. В. Самойлова своеобразна. После его смерти они скоро и полностью были оставлены и забыты. Забвению не помешало даже и то, что программная статья его была перепечатана в сборнике «Биолиты» (Самойлов, 1929а). Судьбы программных статей вообще, за редчайшими исключениями, одинаковы: *если эту программу не реализует сам автор ее (вместе с коллективом) или же кто-либо из учеников, действительно проникнувшийся идеями учителя, то она быстро забывается, а реальная научная работа идет совсем по иному руслу.* Впрочем, если программа формулировала действительно прогрессивные идеи, способные содействовать серьезному развитию науки, она после некоторого времени вновь возрождается в той же или близкой форме и тогда становится активным двигателем науки. Так случилось и с программой Я. В. Самойлова.

Его ближайшие ученики, М. В. Кленова, Т. И. Горшкова, специализировавшиеся в изучении морских отложений, уже скоро перестали рассматривать их как необходимое введение в изучение осадочных пород, никогда не прибегали к сравнению тех и других и целиком сосредоточились на седиментогенезе, не захватывая даже диагенеза осадков — этого переходного звена от осадка к породе. Постепенно задача этих работ, указанная Я. В. Самойловым, трансформировалась в новую проблему — «геологию моря», а затем даже в новую науку того же наименования. «Геология моря, — пишет М. В. Кленова, — есть наука, имеющая *свой* объект исследования — литосферу в области морей, *свои* методы, приспособленные к свойствам сложного и легко меняющегося объекта исследования, и *свою* материальную базу в отраслях народного хозяйства, связанных с морем» (Кленова, 1948, стр. 18). Определение, достаточно туманное для четкого представления о том, что же такое в самом деле «геология моря», и в то же самое время достаточно ясное для того, чтобы понять, что от принципиальных установок Я. В. Самойлова в ней ничего не осталось. Об этом же свидетельствует и характер выполненных работ. «В работах лаборатории моря ГОИН'а, — пишет М. В. Кленова, — особое внимание было уделено стандартизации методов сбора и исследования (материала. — *Н. С.*), установлению единой номенклатуры с целью получения сравнимых данных. Этим вопросам были посвящены работы первой пятилетки (1928—1932 гг.). В последующие годы (1933—1937 гг.), в связи с нуждами механизированного рыбопромыслового флота, главное внимание было уделено грунтовой съемке и составлению грунтовых карт... Были составлены грунтовые карты для Баренцева, Белого, Каспийского и других морей с применением единой стандартной методики как сбора, так и обработки материала». Кроме того, «были исследованы пробы, собранные станцией «Северный полюс» и дрейфующей станцией на ледоколе «Седов», а также материалы литолого-геоморфологической съемки дельты Волги, собранные экспедицией Главрыбвода по аэрофотосъемке дельты Волги (1936—1937 гг.); начавшиеся работы по углубленному химико-литологическому исследованию осадков и отражению в них физико-географических условий осадкообразования были прерваны войной. Во время Отечественной войны лаборатория продолжала составление грунтовых карт» (Кленова, 1948, стр. 10, 11). Таким образом, в работах по геологии моря получили развитие лишь некоторые идеи Я. В. Самойлова, касающиеся *технических приемов работы* (механический анализ, его стандартизация), *но вовсе утрачена основная идейная установка — о тесной связи исследований осадков современных морей с изучением осадочных пород.* Высказывались даже мысли, что «применение методов океано-

графических исследований к ископаемым осадкам не оправдывает затраченного труда» (там же, стр. 10, примечание) и что «было бы ... неправильно механически переносить в прошлое условия отложения современных осадков» (стр. 11). Но вопрос о том, как же правильно использовать данные по современному осадконакоплению для познания генезиса древних осадочных пород, — остался вне поля зрения М. В. Кленовой, которая далее вышеуказанных предостережений не пошла.

Еще более негативным было отношение к принципиальным установкам Я. В. Самойлова у другого его ученика — Л. В. Пустовалова. «Исследование (современных осадков, — *Н. С.*), — писал он, — как известно, имеет важное значение для решения ряда практических вопросов (сооружение ирригационных систем, кораблевождение, освоение морских нефтеносных участков, рыбное хозяйство, портовое строительство и т. д.). Оно представляет несомненный интерес и с точки зрения расшифровки особенностей современного осадкообразования» (Пустовалов, 1950, стр. 88). Но использовать его для познания механизма формирования древних осадочных пород и для построения литологии как науки в целом, как это имел в виду Я. В. Самойлов, — нельзя. «Следует ... отметить, что метод сравнительной литологии, помимо заложенной в нем антиисторичности, имеет еще один весьма существенный дефект. Дело в том, что этот метод молчаливо предусматривает необходимость сопоставления современных осадков, не прошедших еще стадии диагенеза, с ископаемыми горными породами, измененными как процессами диагенеза, так и эпигенеза. Другими словами, сравнительная литология неизбежно вынуждена сопоставлять геологические образования на весьма разных стадиях своего развития, т. е. по сути дела вынуждена сравнивать заведомо несравнимые образования» (Пустовалов, 1950, стр. 90, примечание). В этом Л. В. Пустовалов видит причину того, что попытки построения сравнительно-литологических гипотез «каждый раз, как потом выяснялось, приводили к ошибочным результатам» (там же). В приведенных цитатах содержится полное — до конца — отрицание Л. В. Пустоваловым принципиальных установок его учителя. Собственная концепция Л. В. Пустовалова строилась, как известно, на радикально иной методологической базе.

Что касается подавляющей массы советских литологов, то в 20—30-е годы это были начинающие исследователи, которые только еще осваивали методику петрографического изучения и фациального анализа осадочных пород. Для них программа и установки Я. В. Самойлова были слишком отвлеченны, малодоступны для настоящего постижения, так сказать, опережали их возможности. Все эти ученые изучали конкретные объекты и постепенно накапливали материал, пригодный для дальнейших широких обобщений. И все-таки сравнительно-литологическая методология не заглохла совсем в нашей литологии 20—30-х годов. Были исследователи, из которых одни применяли ее совершенно сознательно, называя сам метод сравнительно-литологическим, другие — пользовались ею стихийно, без такого названия.

Самым крупным геологом, пропагандировавшим сравнительно-литологический метод еще до программной статьи Я. В. Самойлова и давшим широкие концепции, надолго определившие взгляды геологов по некоторым частным вопросам, был А. Д. Архангельский. В 1927 г., основываясь на сравнении неогеновых отложений Кавказа с современными черноморскими осадками, он создал теорию нефтеобразующих свит как отложений бассейнов с водой, зараженной сероводородом, — теорию, господствовавшую в нашей литературе долгое время. В 1937 г. им же создано учение о типах бокситов СССР и их генезисе, в котором А. Д. Архангельский доказал осадочное происхождение известных в то

время у нас бокситов и вместе с тем, исходя из имевшихся тогда сведений о миграции Al_2O_3 в речных водах, предложил гипотезу химического генезиса бокситовых руд. В 1938 г. А. В. Казаков, опираясь на данные экспедиции «Метеора» по геохимии фосфора в современных океанах, конструировал схему хемогенного образования фосфоритов, генерируемых восходящими глубинными течениями, которые компенсировали поверхностные сгонные течения. В 1932 г. А. Е. Рыковсков весьма удачно применил схему метаморфизации рапы современных соляных озер, разработанную А. А. Вериго, Н. С. Курнаковым и С. А. Щукаревым, к истолкованию причин образования древних бессульфатных калийных месторождений. Наконец в 1938—1941 гг. автор настоящей работы, проанализировав поведение железа, марганца, алюминия в современных гумидных и аридных зонах, пришел к заключению, что образование рудных накоплений этих элементов по их геохимическим свойствам возможно лишь в условиях гумидного климата; построив ряд карт для железорудных эпох и учтя данные палеофлористики и палеофаунистики, показал, что этот вывод правилен и для древних железорудных фаций и их аналогов. Нужно сказать, что в самом начале 30-х годов и Л. В. Пустовалов (в работе о тульских и липецких рудах) был также ревностным последователем сравнительно-литологического метода, но скоро охладел к нему и стал его противником.

Отмечая указанные работы сравнительно-литологического направления в 20—30-х годах, следует, однако, подчеркнуть, что все они касались частных объектов и ставили только частные задачи, совершенно не касаясь общей программы развития литологии как науки и теории литогенеза. Они либо не обсуждали основ сравнительно-литологической методологии вообще, либо (как А. Д. Архангельский), касались их кратко, попутно, применительно к изучаемым объектам. Проблемы создания литологии как науки в целом, как ее ставил Я. В. Самойлов, и обсуждения сравнительно-литологического метода как базы разработки научной литологической теории вообще ни в одной из перечисленных сравнительно-литологических работ 20—30-х годов еще не было. Основополагающие идеи Я. В. Самойлова еще долгое время были забыты. Вновь возвратились к ним только в середине 40-х годов, но уже в новом аспекте.

4. О новой формулировке задач литологии и ее методологии

В 1945 г. автором этих строк была опубликована программная статья «О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах». В ней утверждалось, что важнейшая задача литологии осадочных пород заключается сейчас в том, чтобы переработать имеющийся и все растущий фонд частных фактов в общую теорию осадкообразования, т. е. понять седиментацию как закономерно развивающийся историко-геологический процесс, а основным наиболее целесообразным путем к достижению цели является путь сравнительно-литологического изучения.

Разъясняя, что такое сравнительно-литологический метод, я писал, что сущность его «заключается в том, что: 1) в основу познания осадкообразовательного процесса кладется детальное и всестороннее изучение современного осадконакопления и присущих ему закономерностей; 2) путем сопоставления (сравнения) ископаемых осадков отдельных геологических периодов друг с другом и с современными отложениями устанавливаются черты сходства и различия древних и современных

явлений седиментации, и таким образом реконструируется в рамках относительной и абсолютной геохронологии эволюция осадконакопления от древнейших времен до текущего геологического момента; одновременно вскрываются закономерности, присущие этой эволюции, и анализируется механизм, их вызывающий.

То обстоятельство, что сравнительная литология в основу теории осадкообразовательного процесса кладет современное осадконакопление, совершенно естественно, ибо как раз для познания механизма седиментации и его закономерностей современные отложения имеют ряд совершенно исключительных преимуществ.

Имея дело с современными отложениями, исследователь может не только самым подробным образом изучить осадок, как таковой, он может также выяснить и физико-географические, и физико-химические условия его образования до мельчайших деталей и проследить самый процесс осаждения, его динамику, разобрать и выяснить роль отдельных факторов, в нем участвующих (глубина бассейна, расстояние от берега, состав воды, геоморфология побережья). В ископаемых породах мы видим лишь конечный результат седиментационных процессов, протекавших в некогда бывшей физико-географической обстановке; сама эта обстановка и процессы должны быть реконструированы мысленно исследователем, что далеко не всегда возможно сделать достаточно удовлетворительно. При этом, как показывает опыт подобного рода, реконструкция в подавляющем большинстве случаев невозможна без сопоставления ископаемых пород с аналогичными или сходными осадками. К счастью, это почти всегда, хотя бы в общих чертах, осуществимо. Даже в тех, относительно немногих, случаях (как ангидриты, калийные соли, целестин, флюорит и др.), для которых в современности как будто нет эквивалентов, понимание специфики древнего осадкообразования дается опять-таки сравнением с современным.

Еще более резко преимущество исследования современного осадкообразования выступает тогда, когда мы пытаемся изучить закономерности пространственной локализации и парагенеза фаций внутри естественных седиментационных областей и на лике Земли в целом. Для современной эпохи мы можем не только исследовать в совокупности все одновременно образующиеся, необходимые нам фации, но с большой точностью и совершенно объективно можем изучить геоморфологию лика Земли, расположение ее климатических зон, физико-географические особенности водоемов в разных зонах. Мы можем, следовательно, с полной объективностью установить связи между всеми этими физико-географическими факторами и особенностями осадконакопления. От любого периода геологического прошлого мы, наоборот, располагаем лишь обрывками его былой седиментации, тем меньшими количественно и качественно (по разнообразию), чем к более древним эпохам мы обращаемся. Климатическая зональность лишь для мезо-кайнозоя может быть дана более или менее уверенно, начиная от девона до перми... смутно, ниже же не может быть дана. Что касается палеогеоморфологии, то сколько-нибудь точные данные о ней отсутствуют и едва ли могут быть когда-либо даны с достаточной степенью вероятности». В связи с этим «развитие литологической науки выдвигает современные осадки и их изучение на роль ведущего раздела литологии осадочных пород. Именно в этой области должны кристаллизоваться основные общие теоретические представления по ряду существеннейших проблем осадконакопления» (Страхов, 1945, стр. 35, 36).

Но «как бы существенны ни были заключения, полученные от изучения современных отложений, построить теорию осадкообразовательного процесса только на них не представляется возможным по той простой причине, что древняя седиментация не была точной копией современной,

но в ряде случаев существенно от нее отличалась как по физико-географической (и физико-химической) обстановке, так и по самым формам своим — минералогическому составу фаций, их соотношениям и т. д.

Чем дальше идет изучение ископаемых пород, тем яснее становится, что осадкообразовательному процессу, так же как тектонике земной коры и живому веществу, была свойственна в истории Земли эволюция — последовательная геохронологическая смена одних фаций другими, перемена аутигенного минералогического состава пород и т. д. ... Едва ли можно сомневаться в том, что после проведения специальных работ объем изменений в истории осадконакопления возрастет и мы гораздо полнее и ярче представим себе его эволюцию.

Сравнительный анализ осадконакопления в отдельные геологические периоды, начиная от древнейших, нам доступных, до современного и выявление всех изменений седиментации в истории Земли с их геохронологической увязкой и геологическим истолкованием составляет вторую крупнейшую задачу сравнительной литологии» (там же, стр. 42, 43).

В целом же теория литогенеза должна представлять собой органическую увязку данных по современному осадкообразованию и по седиментации древних эпох (Страхов, 1951) и изображать «седиментацию как закономерно развивающийся историко-геологический процесс» (Страхов, 1945, стр. 34).

Наряду с обоснованием сравнительно-литологической методологии, в статье излагалась довольно обширная и детальная программа работ, выполнение которой должно было, по мнению автора, содействовать развитию литологической теории.

В те достаточно уже отдаленные времена, когда писалась статья, мне казалось, что, излагая идеи о сравнительной литологии и ее программу, я иду по стопам моего учителя А. Д. Архангельского и только резко расширяю и углубляю задачу, ибо, к моему глубокому сожалению, мне оставалась в ту пору неизвестной программная статья Я. В. Самойлова 1923 г., на которую я мог бы тогда опереться. Сейчас, когда я с величайшим интересом читал и перечитывал эту статью, для меня стало совершенно ясно, что в 1945 г. я лишь по-новому, с иными оттенками и акцентами, излагал то, что давно и очень ясно было видно Я. В. Самойлову. В данном случае получилось то, что встречается порой в истории науки: основополагающие идеи крупного ученого развиваются не его непосредственными учениками, а исследователями, воспитанными в другой школе.

5. Борьба вокруг сравнительно-литологического метода в 1948—1952 годах

Уже очень скоро после появления статьи автора вокруг сравнительно-литологического метода и сравнительной литологии вообще развилась весьма острая полемика, начатая Л. В. Пустоваловым и рядом его сторонников (Л. Б. Рухин, А. Г. Коссовская, В. И. Данчев и другие) [1].

Сущность возражений заключалась в следующем. Сравнительно-литологический метод есть не что иное, как применение к осадочному породообразованию метода актуализма. Метод же актуализма базируется на униформистской концепции Ч. Лайеля, т. е. «на вере в однообразный порядок природы относительно прошлого и будущего времени» (Лайель, 1866, стр. 169). Но униформистская концепция Ч. Лайеля (ее принято

[1] Статьи названных авторов см. Изв. АН СССР, серия геол., за 1950—1952 гг. и в сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., 1952.

теперь называть *принципом* актуализма) метафизична и неверна. Поэтому и «метод актуализма, основывающийся на метафизическом принципе актуализма и не отделимый от него, также является метафизичным» (Совещ. по осадочным породам, вып. 1, 1952, стр. 16, 17) и неправильным.

«Научная работа, исходящая из актуализма и сравнительной литологии, какие бы оговорки и дополнения при этом ни делались, *как правило, приводит к явно ощутимым отрицательным результатам*» (там же, стр. 27).

Таким образом, сравнительно-литологический метод решительно осуждался и отбрасывался как непригодный для литологии.

Но насколько все же правильными были эти утверждения? Напомню, какой методологии придерживался К. Маркс, создавая свой «Капитал».

«Буржуазное общество, — писал он относительно метода политической экономии, — есть наиболее развитая и многосторонняя историческая организация производства. Поэтому категории, выражающие его отношения, понимание его структуры..., дают вместе с тем возможность проникновения в строение и производственные отношения всех отживших общественных форм, из обломков и элементов которых оно строится, частью продолжая влачить за собой их остатки, которые оно не успело преодолеть, частью развивая до полного значения то, что прежде имелось лишь в виде намека и т. д. Анатомия человека — ключ к анатомии обезьяны. Наоборот, намеки на высшее у низших видов животных могут быть поняты только в том случае, если это высшее уже известно. Буржуазная экономика дает нам, таким образом, ключ к античной и т. д. Но вовсе не в том смысле, как это понимают экономисты, которые стирают все исторические различия и во всех общественных формах видят формы буржуазные. Можно понять оброк, десятину и т. д., если известна земельная рента, однако нельзя их отождествлять с последней»[1] (Маркс, 1951, стр. 218, 219).

Хотя эти слова и относятся к политической экономии, едва ли требуются разъяснения, что К. Маркс в данном случае излагает *методологию всех вообще наук, имеющих дело с историческим развитием какого-либо природного объекта, будь то человеческое общество, развитие организмов или история Земли.* На применимость метода к естественно-историческим наукам прямо указывает фраза, что «анатомия человека — ключ к анатомии обезьяны» и что «намеки на высшее у низших видов животных могут быть поняты только в том случае, если это высшее уже известно». В свете этих идей К. Маркса *актуалистический сравнительно-литологический метод вовсе не противоречит марксизму, как утверждалось Л. В. Пустоваловым и примыкавшими к нему литологами,* а прямо отвечает сущности методологии, изложенной К. Марксом в вышеприведенной цитате.

Совершенно неправильным было также утверждение, будто сравнительно-литологический метод неотделим от униформизма. Можно и должно материалистический по своей сути актуалистический метод оторвать от униформистского мировоззрения и использовать его на базе идеи эволюции геологических процессов вообще и осадкообразования в частности.

Впервые прием суждения о событиях геологического прошлого на основании знания хода современных геологических событий, т. е. актуалистический метод по позднейшей терминологии, стал применяться еще на заре современного естествознания передовыми учеными эпохи Возрождения — XVII и XVIII вв. (Леонардо да Винчи, Фракастор, Геттон, фон Гофф и др.). Так было установлено морское происхождение пластов, слагавших Апеннины, Альпы и другие горы, существование колебательных движений земной коры, наличие в древние эпохи вулканических пород, метаморфизующее воздействие их на породы осадочные, действительный

[1] К. Маркс. К критике политической экономии. М., Госполитиздат, 1951.

генезис известняков (в частности, ракушняковых), глин с ископаемыми остатками флоры и фауны, угля, гипсов, солей и т. д.

Можно сказать, что большинство реальных достижений в области геологических знаний за большой период, вплоть до 30-х годов XIX в., связано именно с применением актуалистического метода, *хотя лайелевский униформизм, как историко-геологическая концепция, тогда еще не существовал.*

Усвоив этот метод, Ч. Лайель (в 1830—1831 гг.) пытался подвести отсутствовавшую тогда у этого метода идеологическую базу, приняв в качестве принципа то, что в прошлые геологические эпохи действовали те же силы — качественно и по интенсивности — что проявляют себя сейчас. «Если он (читатель), — писал Ч. Лайель, — твердо усвоит верование в сходство или тождество древней и настоящей системы земных изменений, то в каждом факте, указывающем на причины повседневно действующие, увидит ключ к истолкованию какой-нибудь тайны в прошедшем. События, случившиеся в самых отдаленных периодах в органическом и неорганическом мире, будут взаимно освещать друг друга, и неполнота наших сведений о некоторых, самых темных частях настоящего мира устранится» (Лайель, 1866).

Так, в работах Ч. Лайеля (1830—1831 гг.) уже давно существовавший актуалистический метод временно соединился с концепцией постоянства геологических процессов, т. е. с концепцией униформизма, действительно антиисторической, метафизической.

В дальнейшем, однако, по мере накопления фактов и развития эволюционных идей геологи стали все отчетливее осознавать односторонность и неправильность лайелевского униформизма.

Так, М. Неймайр писал в 1886 г. в своей «Истории Земли»: «Нельзя не заметить, что в некоторых выводах Лайель зашел слишком далеко. Никто не оспаривает того, что Земля была первоначально в расплавленном состоянии, постепенно отвердела и до сих пор продолжает остывать, — но изменения, происходящие на Земле, зависят от интенсивности действующих сил, и однообразие, допускаемое Лайелем во всех периодах, приводит тоже к ложному представлению» (Неймайр, 1903—1904, стр. 31). Столь же критическую оценку униформизма Ч. Лайеля дает в 90-х годах другой крупный западноевропейский геолог — И. Вальтер, хотя он широко использовал актуалистический метод, назвав его онтологическим.

В русской геологии униформистская концепция Ч. Лайеля также не имела всеобщего и безоговорочного признания. Многие выдающиеся русские ученые середины и конца прошлого столетия (Н. А. Головкинский, И. В. Мушкетов, В. О. Ковалевский, А. П. Павлов, Н. И. Андрусов и др.), изучая современные процессы или излагая динамическую геологию, в значительной мере основанную на описании современных процессов, отнюдь не были униформистами, но понимали наличие необратимого развития Земли и физико-географических условий на ее поверхности. Особенно интересны высказывания А. Д. Архангельского, активно работавшего актуалистическим сравнительно-литологическим методом и даже впервые употребившего наименование этого метода в нашей литературе.

В 1927 г. в работе «Условия образования нефти на Северном Кавказе» он писал: «При исследовании вопроса об условиях образования осадочных пород геолог должен основываться на сравнении изучаемых им объектов с осадками текущего геологического момента. Вполне очевидно, что такое детальное сравнение, какое требуется для нашего случая, можно провести только по отношению к породам молодым, отложившимся в эпохи, органический мир и физико-географические условия которых были весьма близки к современным. Уже с переходом к верхнемезозойским образованиям при сравнительно-литологических работах нередко приходится сталкиваться с трудно преодолимыми затруднениями, а для палеозойских

пород сравнительно-литологический метод при современном состоянии наших знаний очень часто оказывается и вовсе неприложимым» (Архангельский, 1954, стр. 323, 324).

Все это свидетельствует о том, что в конце XIX—начале XX в. униформизм как историко-геологическая концепция изжил себя. Но метод суждения о прошлом на основании изучения современности остался; отделившись от униформизма, он продолжал применяться в качестве средства историко-геологического исследования, хотя в связи со все более широким распространением идеи о необратимом развитии Земли геологи стали отчетливо осознавать его ограниченные возможности и далеко не всегда достаточную достоверность.

Как видим, с точки зрения реальной истории актуалистического метода в геологии *утверждение о том, будто этот метод неотделим от концепции униформизма, было глубоко ошибочным. Актуалистический метод возник задолго до униформизма Лайеля, временно был соединен с ним, но затем отделился от него и продолжал существовать и развиваться и после крушения униформизма, базируясь уже на идее необратимого развития геологических процессов и став одним из частных приемов широкого сравнительно-исторического исследования.*

Тем самым оправдывается существование сравнительно-литологического метода как варианта метода актуалистического, приложенного в данном случае к вопросам литогенеза.

Эти соображения, отстаивавшие правомерность актуалистического метода вообще и сравнительно-литологического в частности, были подробно развиты в печатных выступлениях Р. Ф. Геккера и А. И. Осиповой, Е. В. Шанцера, М. С. Швецова, Г. Ф. Крашенинникова, Г. И. Бушинского, Д. Г. Сапожникова, М. Г. Барковской и других [1]. Они легли в основу содоклада шести членов Оргкомитета 1-го Всесоюзного совещания литологов, не согласившихся с основным докладом комитета (П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, Е. В. Шанцера, Н. М. Страхова, М. С. Швецова, В. С. Яблокова) [2].

Итог дискуссии об актуализме и сравнительно-литологическом методе оказался неожиданным для тех, кто эту дискуссию начал.

После длительного обсуждения в печати литологи, собравшиеся в 1952 г. на 1-е Всесоюзное совещание, оценили предложенный мною метод совсем иначе, чем это рекомендовалось в докладе Оргкомитета. «Совещание считает, — сказано в резолюции совещания, — что способ решения генетических вопросов путем сопоставления разновозрастных пород между собою и древних пород с современными, получивший в советской науке название сравнительно-литологического метода, является методом правомерным и в ряде случаев плодотворным, и отмечает неправильное отношение Л. В. Пустовалова к этому вопросу. Л. В. Пустовалов признал на совещании, что он ошибочно недооценивал возможности сравнительно-литологического метода» (Совещ. по осадочным породам, вып. 2, 1955, стр. 157, 158). И далее: «Метод сравнения настоящего с прошлым, являющийся обычным рабочим методом естественно-исторических наук и в работах русских геологов обозначавшийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования. Обязательным условием применения этого метода, как и других методов в литологии, является учет поступательного развития процесса образования осадочных пород в истории Земли» (там же). Таким образом, *и метод актуализма, и сравнительно-литологический метод были сохранены и признаны правомерными, важными и в ряде случаев плодо-*

---

[1] Статьи названных ученых см. Изв. АН СССР, серия геол., за 1950—1952 гг.
[2] См. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. М., 1952.

творными. Эта оценка являлась самым важным и принципиальным итогом дискуссии, ибо она разрешала и далее спокойно работать этим методом. Правда, Совещание не согласилось с тем, что в основу теории должно быть положено изучение современного осадкообразовательного процесса и что это изучение должно считаться ведущим разделом науки об осадочных породах, как это было сказано в моей статье 1945 г. Это решение было в то время вполне естественным, ибо тогда еще не была создана сама сравнительно-литологическая теория и нельзя было объективно судить о роли современного процесса в этой теории. Мои прогнозные утверждения в программной статье 1945 г. был просто преждевременными, и непредубежденные исследователи не хотели их брать на веру. Правильность или ошибочность этих прогнозов могла выяснить лишь практика работы, т. е. будущее.

Сейчас, когда основы сравнительно-литологической теории литогенеза уже разработаны, видна правильность и плодотворность сравнительно-литологического метода, и то, что я не так уж погрешил в своих прогнозах в программной статье 1945 г. (см. ч. III).

После 1-го Совещания по литологии в течение одиннадцати лет не было предпринято каких-либо попыток ревизовать его решения относительно актуалистического (и значит, сравнительно-литологического) метода. Однако 20 мая 1963 г. на методологическом семинаре в ГИН АН СССР А. Я. Яншин выступил с докладом, в котором утверждал, что метод актуализма неотделим от униформистского метода и потому непригоден. В 1950 г., впрочем, его оценка актуалистического метода была иной. «В современной геологии исключительную роль играет не принцип актуализма (т. е. униформизм. — *Н. С.*), а актуалистический метод познания процессов прошлого. Изучение современных геологических явлений дает *ценнейшие* (курсив мой. — *Н. С.*) наведения для правильного понимания многих страниц истории Земли, при том, однако, непременном условии, что все геологические процессы мы будем представлять себе эволюционирующими, качественно изменяющимися во времени» (примечание А. Л. Яншина как редактора книги А. В. Хабакова «Очерки по истории геологоразведочных знаний в России», часть I, 1951, изд. МОИП, стр. 114). Здесь метод актуализма отчетливо и правильно отделен от принципа актуализма, т. е. от униформизма. Несколько позже с критикой сравнительно-литологического метода выступил Г. И. Теодорович (1966). Поскольку новой аргументации все эти высказывания не содержат, останавливаться на их разборе мы не будем.

6. О возможностях иной, не сравнительно-литологической методологии в литологической науке

Когда какая-либо группа ученых яростно выступает против той или иной методологической установки, естественно думать, что она располагает какими-то иными продуманными и отчетливо выраженными методологическими принципами, способными создать научную теорию. Этот вопрос неизбежно возникает, когда вспоминаешь дискуссию 1948—1952 гг. Какой же методологической установки придерживались авторы, выступавшие против сравнительно-литологического метода? При ближайшем рассмотрении оказывается, что сформулировать эту установку очень трудно ввиду ее крайней расплывчатости, так сказать, аморфности. Да никто и не пробовал ее формулировать. Не мудрствуя лукаво, критики сравнительно-литологического метода, так же как и подавляющее большинство литологов вообще, применяли и применяют в изучении осадочных пород ряд технических (рабочих) методов, выясняя вещественный состав, струк-

туры и текстуры пород, а затем — одни в большей, другие в меньшей степени — пытались и пытаются путем анализа полученных данных представить себе обстановку образования и генезис (механизм образования) изучаемых объектов. При этом они обычно учитывали данные по фациальному типу пород, а генетические выводы стремились (правда, очень редко) подтверждать экспериментами и вообще физико-химическими данными и расчетами. Так как состав и структуру пород часто нельзя истолковать однозначно, ибо они допускали два, а иногда три и более разных толкований, то это, естественно, породило удручающее многообразие гипотез, касающихся генезиса почти любого типа пород, особенно же аутигенных — известняков, доломитов, фосфоритов, кремнистых пород и т. д.

Очень характерно при этом, что противники сравнительно-литологического метода не прочь прибегнуть иногда к данным по современному осадконакоплению, когда без этого нельзя было обойтись. Так, в общеизвестной «Петрографии осадочных пород» Л. В. Пустовалов (1940) посвятил две главы вопросу о мобилизации и переносе осадочного материала, используя здесь в изобилии литературные данные по современному осадкообразованию; то же имело место и в главе о фациальных условиях образования осадочных пород. Больше того, в той же работе можно прочитать совсем иную трактовку метода актуализма, чем это упорно проводилось во время дискуссии.

«В наше время, — писал он, — принцип актуализма, продолжающий еще господствовать в геологии, претерпел в своем содержании значительные изменения. Так, например, сейчас уже никто не утверждает, что темп развития земного шара оставался на протяжении всей геологической истории совершенно одинаковым. В представлении современного геолога принцип актуализма или, как его часто теперь называют, онтологический метод, имеет лишь тот смысл, что, исходя из процессов современности, мы стремимся объяснить и истолковать явления древности» (Пустовалов, 1940, стр. 367). Здесь нет еще утверждения о неразрывной связи актуализма с униформизмом. И только начав дискуссию против сравнительно-литологического метода, Л. В. Пустовалов вдруг обнаружил, что метод актуализма неотделим от униформизма.

Аналогичная метаморфоза произошла и с другим активным участником дискуссии — Л. Б. Рухиным. В начале дискуссии (в 1951 г.) он отмечал, что «наряду с отрицанием актуализма в его догматической метафизической форме (т. е., очевидно, униформизма. — *Н. С.*) нельзя отбрасывать метод актуализма. Этот метод, при условии его надлежащего понимания, имел в прошлом, имеет в настоящем и будет иметь в будущем, несомненно, большое значение» (Рухин, 1951). Это заявление, однако, не помешало Л. Б. Рухину стать соавтором доклада, утверждавшего совершенно противоположное.

Кстати, в «Основах литологии», вышедших в свет после дискуссии, Л. Б. Рухин посвятил современному осадконакоплению целую часть книги, правда, поместив ее почему-то не в начале изложения, где она была бы очень уместна, а в конце его, где она теряет смысл.

Спрашивается, как назвать такую методологию? Может быть, отсутствием продуманной методологии вообще, т. е. заменой ее совокупностью технических приемов работы? А, может быть, *непоследовательной, робкой, сравнительно-литологической методологией?* Не берусь определенно решать этот вопрос. В разных случаях, вероятно, было и то и другое. Ясно только одно, что *в литологии пока отсутствует что-либо продуманное и цельное, что можно было бы противопоставить разработанному сравнительно-литологическому методу и что оправдывало бы себя на практике созданием детально разработанной и хорошо увязанной с фактами общей теории литогенеза.*

В свете этих данных сейчас можно более объективно подойти к оценке программной статьи Я. В. Самойлова, его методологических установок и большой прозорливости. Изменяется и вырастает весь научный облик этого ученого. *Я. В. Самойлов был не только биогеохимиком, увлекавшимся выяснением роли организмов в осадкообразовании и накоплении микроэлементов в осадочных породах; он был не только пропагандистом не нашедшей своего дальнейшего развития палеофизиологии; он был ученым, который раньше других осознал необходимость систематической разработки литологии как самостоятельной науки и указал ей широкую продуманную программу и правильную методологию.*

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ КОНЦА XIX—НАЧАЛА XX в.

В развитии литогенетических идей за последние сто лет в нашей стране отчетливо выделяются три этапа, которые отличаются друг от друга крупными изменениями в объеме знаний и в трактовке генетических проблем.

Первый этап охватывает время от 70-х годов XIX в., примерно, до середины второго десятилетия XX в. В это время литология еще не существовала в качестве самостоятельной науки, но постепенно формировалась в недрах стратиграфо-фациальных исследований, отчасти же и при работах по полезным ископаемым. Основной базой таких работ были университеты и состоявшие при них общества естествоиспытателей в Петербурге, Москве, Киеве, Казани, Харькове, Одессе. Государственные учреждения, в частности Геологический комитет, также принимали некоторое участие в петрографо-фациальных исследованиях, но основная его задача — геологическая съемка Европейской России — отнимала львиную долю сил, и литологические исследования здесь велись в гораздо меньшей степени, чем в научных обществах при университетах. Для работ того времени характерна ограниченность задач: они не выходили за рамки изучения отдельных объектов (пород) и только иногда поднимали некоторые общие вопросы.

Второй этап обнимает время от середины второго десятилетия XX в. до середины 40-х годов. Коренным отличием этого этапа от предыдущего является то, что литология уже отделилась от других геологических дисциплин и стала самостоятельной наукой, со своими задачами и методами. Вместе с тем огромный объем геологических работ в стране содействовал резкому расширению литологических исследований, которые теперь уже из научных обществ перешли в подавляющей массе своей в разнообразные государственные учреждения и стали проводиться в плановом порядке. Сами исследования перестали ограничиваться простым описанием частных объектов (пород) и их генезиса. Появились попытки найти генетические связи между несколькими типами пород, используя физико-химические свойства слагающих их компонентов. Эти частные генетические схемы завершились появлением в 1940 г. теории осадочной

дифференциации Л. В. Пустовалова, который впервые сделал попытку дать общую схему осадочного процесса и связать его с тектоническими движениями земной коры. Эта теория господствовала до конца 1944 г., когда началась ее серьезная критика.

Третий этап начался с 1945 г. и продолжается, в сущности, до сих пор. Фронт литологических работ еще более расширился. Появились надежные методы исследования тонкодисперсных пород. Началось целеустремленное исследование современных отложений, как отправного пункта создания эмпирической теории литогенеза. Сочетание полученных данных с результатами исследования древних осадочных пород привело в конце 50-х и начале 60-х годов к созданию теории типов литогенеза, принципиально отличной от теории осадочной дифференциации; в последующие годы эта теория постепенно совершенствовалась.

Следуя принципам сравнительно-литологического метода, характеристику каждого из этих этапов мы будем начинать кратким изложением знаний современного осадкообразования, а затем продолжать более развернутым анализом литологических работ, выполненных на древних осадочных породах.

Добавлю, что поскольку подавляющую часть современных и древних отложений образуют бассейновые — озерные, морские, океанические — отложения, мы только ими, т. е. их генезисом и закономерностями распределения, и будем заниматься.

глава I

ОСНОВНЫЕ ЗАРУБЕЖНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАССЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С 70-Х ГОДОВ XIX в. ДО КОНЦА ВТОРОГО ДЕСЯТИЛЕТИЯ XX в.

Изучение современных осадков в интересующем нас периоде развивалось у нас и за рубежом, причем велось так и на таких объектах, что данные русских и зарубежных исследователей как бы дополняли друг друга. Поэтому, чтобы получить полное представление об основных идеях того времени относительно современного осадкообразования в целом, необходимо предпослать изложению исследований русских геологов краткую характеристику достижений зарубежной науки.

Эти достижения демонстрируют две крупные монографии: «Deep-sea deposits» Дж. Меррея и А. Ренара (Murray, Renard, 1891), в которой подводились итоги экспедиции «Челленджера» (1872—1876 гг.) и всех предшествовавших работ и давалась первая общая концепция современного морского осадконакопления, и «Geologie des Meeresbodens» К. Андрэ (Andrée, 1920), в которой суммировались успехи в этой области за дальнейшие почти тридцать лет. Эти две книги имеют собственно литологический характер, в отличие от монографии И. Вальтера (Walther, «Einleitung in der Geologie als historischen Wissenschaft», 1893—1894), которая имеет в виду фациальный анализ и относится к развитию другой ветви наук об осадочных породах — фациологии. Поэтому мы оставим в стороне книгу И. Вальтера и рассмотрим только упомянутые выше первые две монографии. Они дают достаточное представление об успехах зарубежных литологов в изучении современных осадков в конце XIX и начале XX вв.

1. Исследования морских осадков до экспедиции «Челленджера»

Исследование осадков мелководной прибрежной зоны морей и океанов началось с незапамятных времен и являлось подсобным средством при кораблевождении. Но более глубокие области морского дна, особенно же дна океанического, весьма долгое время оставались недоступными из-за отсутствия надежных средств определения больших глубин. Только с изобретением трубчатого лота Брука с грузом, который отделялся, как только трубка достигала дна, стало возможным определять — по длине лотлиня — и большие глубины. С 1854 г. этот метод вошел во всеобщее употребление и началось изучение осадков больших глубин, по тем примазкам и кускам ила, которые приносил с собой лотлинь. Очень быстро, однако, методы взятия осадков были усовершенствованы, и исследователи стали получать нужные им материалы для лабораторной обработки, частью из тех трубок,

которые входили в состав лотлиня, частью при тралении и драгировании дна. Быстро последовал ряд крупных открытий относительно биоса и осадков, постепенно приподнимавших завесу над тайнами осадконакопления в глубинах морей и океанов.

Еще в 1839 г. Г. Эренберг открыл наличие живых радиолярий и диатомей в планктоне Балтийского моря, сходных с формами из третичных отложений Сицилии и Орана. При этом он высказал предположение о важной роли кремнеземвыделяющих организмов в формировании кремнистых пород и о том, что аналоги этих пород и ныне формируются на дне моря. Эти соображения уже очень скоро нашли подтверждение. Ботаник Д. Гукер, работая в Антарктической экспедиции Росса (1847), обнаружил интенсивное цветение диатомового планктона между 50 и 70° ю. ш. Поверхность льдов, их основание и откосы были бурыми от диатомей. По обеим сторонам барьера Виктории дно было покрыто белым и зеленоватым илом, состоящим из скорлупок диатомей. По предположению Д. Гукера, дно на глубинах от 150 до 700 *м* должно быть покрыто диатомовым илом в полосе протяженностью более 700 *км*. Далее он установил, что диатомовые живут на всех широтах от Шпицбергена до Земли Виктории, в водах, омывающих Исландию, Великобританию, Северную и Южную Америку, и что скорлупки диатомей антарктических видов участвовали в образовании отложений разных геологических эпох. Четыре года спустя, в 1851 г., Д. Бейли, изучив коллекции Брука из северо-западной части Тихого океана, установил в них обилие скорлупок диатомей, спикул губок и радиолярий при отсутствии известковых раковин фораминифер. Им же было отмечено, что количество минеральных зерен (обломочных) с возрастанием глубин осадка уменьшается, и сами эти зерна мельчают. Таким образом, за короткий срок с 1839 по 1851 г. было установлено наличие и широкое распространение на дне океанов и морей кремнистых диатомовых и радиоляриевых илов.

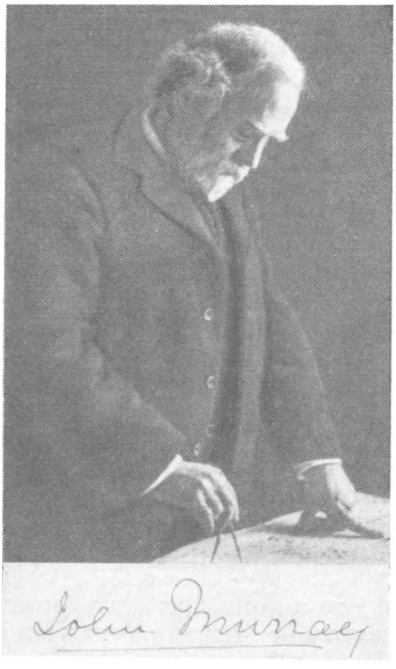
В 1853 г. Г. Пурталес впервые открыл существование на дне Атлантического океана зеленых глауконитовых песков в точке 31° с. ш. и 79° з. д. Позже, в 1867 г., он же, работая вдоль восточного побережья Северной Америки, установил, что на всем протяжении этого побережья вплоть до юга Флориды широко распространены глауконитовые пески, коралловые и фораминиферовые отложения, причем последние характерны для больших глубин. Установлена тесная связь образования глауконита с раковинами фораминифер.

В 1856 г. лейтенант Берримен, производя зондирование поперек Северной Атлантики, собрал 34 образца осадков между Ньюфаундлендом и Исландией. Изучив их, Д. Бейли установил наличие в осадках большого числа фораминифер и тем самым открыл новый тип океанических отложений — глобигериновый ил. В некоторых образцах этого ила присутствует вулканический пепел (из Исландии и Средней Америки). Четырьмя годами позже, в 1860 г., Уэллиш, участвовавший в прокладке кабеля между Америкой и Европой, обратил внимание на связь распространения глобигериновых илов с Гольфстримом. В отчетах об экспедициях «Лайтнинг», «Поркупен» и других Д. Карпентер, У. Томсон и Д. Джеффрис усиленно проводили мысль о сходстве ископаемого мела с глобигериновым илом и высказывали идею о том, что «мы живем еще в меловую эпоху» и что в Атлантическом океане глобигериновый ил «может быть, накапливается непрерывно с мелового или даже более раннего периода до настоящего времени».

Наконец, в 1871 г. А. Делесс в «Литологии морей Франции и главнейших морей мира» опубликовал карты морей, прилегающих к Франции и другим странам Европы. Карты эти явились результатом обработки навигационных карт, на которых были нанесены отметки грунта: песок, ракуша, ил разных оттенков, камни, рифы и др. Не будучи ре-

зультатом лабораторного изучения осадков, эта работа А. Делесса все же интересна тем, что она впервые систематизировала данные о более мелководных зонах морей и наглядно показала переход от грубых прибрежных отложений ко все более тонкозернистым глубоководным.

Не обошлось и без некоторых курьезов. В 1857 г. капитан Дэймен произвел зондировку дна поперек Атлантики между Валенсией, заливом Тринити и Ньюфаундлендом. В бутылках жидкого ила, собранного Дэйменом, Т. Гёксли обнаружил клейкую жидкость, а также мелкие известковые тела, названные им кокколитами, которые он принимал за скелетные части гигантской монеры *Bathybius* (из простейших), широко распространенной на дне. Позже, однако, Дж. Мерреем было установлено, что огромной монеры *Bathybius*, якобы покрывающей сетеобразно дно океана, в действительности не существует. Клейкая масса в жидком илу есть не что иное, как коллоидная форма $CaSO_4$, осаждённая спиртом, который добавляется в бутылки со свежим илом для его консервации.



1841—1914
английский океанограф
Публикуется у нас впервые

а кокколиты — компоненты известковых раковинок скелета водорослей Coccolithophoridae. Из этого краткого обзора видно, что к началу экспедиции «Челленджера» (1872 г.), науке был известен уже ряд существенных фактов о характере осадков морей и океанов. Установлено прогрессирующее измельчение зерна осадков по мере углубления дна, наличие планктонных и донных диатомей и возникновение за счет них диатомовых илов, фораминиферовых осадков, а в более мелководной области — зеленых глауконитовых песков; сделана попытка дать карты осадков для некоторых морей и частей океана. При всем интересе этих открытий все же к 1872 г. знание морских, а особенно океанических осадков было весьма ограниченным и отрывочным. Не существовало даже мелкомасштабной карты, изображавшей морскую седиментацию на всей поверхности Земли; сведения о составе осадков были не систематичны, а вопрос о механизме их образования — не изучен; отсутствовала общая концепция осадкообразования в современных и морских водоемах.

Заполнить эти пробелы и было одной из задач экспедиции «Челленджера».

2. Экспедиция «Челленджера» (1872—1876 гг.), методика сбора материала и его обработки

Экспедиция была организована английским Адмиралтейством и работала в продолжение почти трех с половиной лет (1872—1876 гг.), посетила Атлантический, Индийский и Тихий океаны, собрав пробы осадков с 372 станций. Орудиями получения осадков были специальные приборы: лотлинь с конической чашкой на конце, лотлинь с трубкой, да-

вавшей колонки илов длиной до 61 *см* и диаметром до 6,3 *см*, а также драги и тралы. Во время экспедиции сбор, осмотр и консервация образцов осадков производились Дж. Мерреем, в то время молодым, тридцати с небольшим лет, ученым. С помощью планктонной сетки (townet) он проводил наблюдения над биосом в поверхностных и более глубоких (subsurface) частях водной массы и изучал роль пелагических организмов в образовании осадков.

Во время экспедиции он составлял отчеты о ходе и некоторых результатах работ, которые публиковались в Трудах Лондонского Королевского общества.

По возвращении «Челленджера» для обработки его материалов был учрежден специальный Challenger-Office, в котором главную роль играли Дж. Меррей и бельгийский профессор А. Ренар, занимавшийся минералогическим анализом осадка. Работы длились почти 15 лет, причем были подробно изучены не только образцы, собранные самим Дж. Мерреем, но и несколько тысяч проб из самых разных частей океанов и морей, полученных при других экспедициях и при прокладке трансатлантического кабеля (1839—1889 гг.). Отчет был написан обоими авторами, причем оговорено, что глава IV — «Вещества органического происхождения в пелагических осадках» — целиком написана Дж. Мерреем, остальные главы — совместно. В монографии суммируются все знания, имевшиеся к тому времени о морской седиментации и ее закономерностях и механизме. Всякий, читавший «Deep-sea deposits», не может не отдать должное огромному труду, вложенному в эту работу, и не восхищаться достигнутыми результатами. Воистину это труд классический, удивительный по четкости, широте и глубине мысли. Его влияние на современную науку было огромно, оно продолжается и до сих пор.

«В настоящей работе, — пишут авторы, — мы попытались выяснить состав и способ образования морских осадков в целом (in general) а также различных их типов на поверхности дна океана» (Murray, Renard, 1891, стр. XXVIII). Решение этой, отчетливо осознанной, чисто литологической и генетической задачи требовало целесообразно построенной методики лабораторного исследования. Она была следующей.

В каждом образце с помощью специально сконструированного прибора определялась CO_2, пересчитываемая затем на $CaCO_3$ (в %); вычитанием из общей навески получался нерастворимый остаток (residue), который затем взмучиванием и троекратной декантацией разделялся на три части. Первая декантация после взмучивания и отстаивания в течение некоторого времени давала самые тонкие частицы — так называемые fine washing; в подавляющей своей части это был глинистый материал, к которому подмешивались обломки диатомей. Вторая декантация после взмучивания остатка давала более грубый материал — в основном остатки кремневых организмов, диатомей, радиолярий, иногда и немногочисленные минеральные зерна (например, глауконит и др.); эта порция именовалась кремнистыми организмами (siliceous organisms). Остаток от двух декантаций был представлен зернами минералов и именовался minerals. Выделенные минералы подвергались изучению в иммерсии под микроскопом; в описаниях приводились лишь те из них, которые могли быть точно определены. Количественная оценка fine washing, siliceous organisms and minerals давалась визуально и, следовательно, в первом приближении, поэтому соответствующие цифры в сводной таблице давались в скобках.

Органогенный карбонатный компонент подвергался специальному исследованию. В отдельной навеске он отмывался от тонких частиц, а затем рассеивался в ситах с разным количеством мешей. В отсортированных фракциях определялись видовой состав известьвыделяющих организмов и распространенность отдельных видов. Практиковалось также

изучение шлифов и пришлифовок крупных частиц (гальки, гравийного материала); иногда песчаный материал цементировался копаловой смолой, и из него делались шлифы. В ряде специально выделенных образцов был сделан валовый химический анализ лучшими химиками того времени. Часто осадок предварительно обрабатывался разбавленной соляной кислотой, и анализировались отдельно солянокислая вытяжка и нерастворимый остаток. С современной точки зрения, в этой методике многого недостает, а количественные оценки кажутся в значительной мере условными. Но в 70—80-е годы она была большим достижением, почему и рекомендовалась авторами для обработки образцов, которые будут собраны в дальнейшем.

3. Общие результаты обработки материала

Изученные таким образом отложения были расклассифицированы Мерреем и Ренаром на некоторое число групп.

Морские отложения

1. Глубоководные * отложения за пределами 100-фатомной линии (глубже 183 *м*)	Красная глина (red clay) Радиоляриевый ил (ooze) Диатомовый ** » » Глобигериновый ** » » Птероподовый » »	I. Пелагические отложения, возникающие в глубоководных условиях далеко от суши
	Синий ил (blue mud) Красный » » Зеленый ** » » Вулканический » » Коралловый »	II. Терригенные отложения, сформированные в глубоководных и мелководных условиях вблизи континентальных массивов
2. Мелководные * отложения между уровнем отлива и 100-фатомной линией	Пески **, гравий, ил и т. д.	
3. Литоральные отложения — между уровнями прилива и отлива	То же	

* Разделение осадков на мелководные (менее 100 фатомов) и глубоководные (более 100 фатомов) было сделано по трем причинам. Во-первых, потому, что 100-фатомная линия — это наиболее надежно устанавливаемая изобата на навигационных картах, ибо зондирование на меньших глубинах очень важно для навигационных целей, и данных для проведения 100-фатомной изобаты очень много. Во-вторых, изобата эта обычно является естественным краем современного шельфа: ниже уклон дна становится гораздо более крутым. В третьих, на глубине около 100 фатомов грубые кластические осадки сменяются обычно более тонкими, илистыми.

** Типы отложений, выделенные до экспедиции «Челленджера».

«С точки зрения их относительного географического и батиметрического положения» осадки разбиты на «три группы: 1) *глубоководные отложения*, сформировавшиеся глубже 100-фатомной линии (т. е. 183 *м*. — Н. С.); 2) *мелководные отложения*, возникшие между 100-фатомной линией и уровнем воды при отливе; 3) *литоральные отложения* в промежутке между уровнем воды при приливе и отливе. С точки зрения состава, а также их географического и батиметрического положения, морские отложения могут быть разделены на две крупные группы: I) *пелагические отложения*, которые возникли в центральных частях больших океанов и слагаются главным образом остатками пелагических организмов вместе с конечными продуктами разложения обломков пород и минералов, и II) *терригенные отложения*, сформированные вблизи континентов и других участков суши и сложенные главным образом материалом, полученным от разрушения континентальных масс.

«Отношение двух этих групп друг к другу и их подразделения показаны в следующей схеме, представляющей первый опыт систематической классификации морских отложений вообще» (Murray, Renard, 1891, стр. 186).

Выделенные типы морских отложений были изображены затем на мировой карте, которая, таким образом, явилась первой сводной картой морского осадконакопления.

Подходя к оценке работы Дж. Меррея и А. Ренара в историческом аспекте, следует в первую очередь выяснить, что нового дала она для познания океанических и морских осадков? Чрезвычайно много!

В схеме двумя звездочками отмечены те типы отложений, которые были впервые выделены разными авторами еще до экспедиции «Челленджера». Как видим, в изучении литоральной и мелководной зон Дж. Меррей и А. Ренар не сделали чего-либо существенно нового Но в области глубоководных отложений из 10 выделенных ими типов только три — диатомовый, фораминиферовый (oozes) и зеленый (mud) илы — были открыты до них; обнаружение остальных принадлежит названным авторам. При этом они не только выделили подавляющее большинство типов глубоководных отложений, но всем им, а также ранее известным, дали подробную всестороннюю характеристику, сделав для этого все, что можно было осуществить по тогдашним техническим лабораторным возможностям. Не повторяя здесь словесных описаний этих типов [1], приведем только цифровую их характеристику, основанную на количественных определениях $CaCO_3$, SiO_2, fine washing и минералов (табл. 2).

Таблица 2

Количественные показатели разных типов глубоководных отложений (средние содержания, %)

Тип осадка	Количество $CaCO_3$	Содержание кремневых организмов	Fine washing	Минералы
I. *Пелагические*				
Красная глина, средняя глубина 2730 фатомов	0,70	2,39	85,35	5,56, размерами обычно <0,05 мм
Радиоляриевый ил (2894 фатома)	4,01	54,44	39,88	1,67
Диатомовый ил (1477 фатомов)	22,96	41,00	20,44	15,60
Глобигериновый ил (1996 фатомов)	64,47	1,64	30,56	3,33
Птероподовый ил (1044 фатома)	75,95	2,89	15,01	2,85
II. *Терригенные*				
Синий ил	12,48	3.27	61,77	22,48
Красный ил	32,28	1,00	45,61	21,11
Зеленые илы и пески	49,78	8,00	12,22	30,00
Вулканические илы	28,79	1,40	9,81	60,00
Коралловые илы	85,53	1,36	12,11	1.00
Коралловые пески	86,84	5,00	4,41	3,75

Как видим, выделенные Мерреем и Ренаром типы глубоководных осадков хорошо различаются по средним содержаниям одного, двух, а то и

[1] Они хорошо известны по учебнику «Петрография осадочных пород» М. С. Швецова (1934), неоднократно переиздававшемуся в последующие годы.

трех изученных компонентов; учет фауны или флоры, характерных для отдельных типов, делают их различия еще более яркими.

Сопоставляя средние глубины и площади развития отдельных типов осадков, авторы получили следующие весьма характерные цифры (табл. 3).

Таблица 3

Средние глубины и площади распространения разных типов глубоководных отложений

Тип осадка	Средняя глубина, фатомы	Площадь развития, квадратные мили
Литоральные осадки (зона приливов и отливов)		<62 500
Мелководные отложения (от уреза воды при отливе)	До 100	10 000 000
Терригенные глубоководные отложения вблизи континентов		
Коралловые пески	176	2 566 800
Коралловые илы (muds)	740	
Вулканические пески	243	600 000
Вулканические илы (muds)	1033	
Зеленые пески	449	850 000
Зеленые илы (muds)	513	
Красный ил (mud)	623	100 000
Синий ил »	1411	14 500 000
Пелагические илы (oozes)		
Птероподовый ил (ooze)	1044	400 000
Глобигериновый » »	1996	49 520 000
Диатомовый » »	1477	10 880 000
Радиоляриевый » »	2894	2 290 000
Красная глина (red clay)	2730	51 500 000

Первое, что бросается в глаза, это огромные размеры площади, занятой органогенными отложениями, равной около 67 000 000 кв. миль (173,5 млн. кв. км), т. е. около половины поверхности океанов. Если к этому добавить, что и другие типы осадков тоже содержат некоторое количество органогенных остатков, то сразу выясняется огромная роль организмов в современном океанском осадконакоплении.

Среди организмов-осадкообразователей на первом месте стоят известьвыделяющие планктонные формы, резко меньшее значение имеют кремневые организмы — диатомеи и радиолярии.

Количественные определения $CaCO_3$, а также распределение богатых известью илов на площади дна, позволили Меррею и Ренару установить две характерные закономерности, удержавшиеся в литературе (в несколько измененном виде) доныне. Одна из них заключается в том, что в пелагических илах содержания $CaCO_3$ велики только на относительно менее глубоких участках дна, с дальнейшим же углублением они становятся все меньше. Это наглядно видно из сопоставления следующих данных (табл. 4).

При этом fine washing и $CaCO_3$ в глобигериновом и красном илах изменяются в прямо противоположном направлении, что и естественно, ибо содержание кремнистых организмов и «минералов» в этих типах пелагических осадков весьма незначительно.

Таблица 4

Изменения $CaCO_3$ с глубиной

Глобигериновый ил		Среднее содержание $CaCO_3$, %	Красная глина		Среднее содержание $CaCO_3$, %
число образцов	глубина, фатомы		число образцов	глубина, фатомы	
3	500	87,07	18	2000—2500	8,39
2	500—1000	68,47	42	2500—3000	7,16
13	1000—1500	63,69	7	3000—3500	0,88
35	1500—2000	72,66	3	Свыше 3500	2,38
49	2000—2500	61,74			
16	Свыше 2500	49,58			

Другой важной закономерностью является отчетливо выраженное тяготение отложений богатых $CaCO_3$ к низким широтам: от 40° с. ш. примерно до 50° ю. ш., а в этой полосе преимущественно к собственно тропикам; кремнистые отложения, напротив, приурочены к высоким, широтам, особенно диатомовые илы, сплошной линзой протягивающиеся вдоль Антарктического континента. Исключением является северная часть Атлантического океана, где благодаря действию Гольфстрима глобигериновые илы поднимаются до широты около 76°. Эти соотношения подтверждены последующими исследованиями, которые выявляют их даже отчетливее, чем они видны на карте Меррея и Ренара, ибо эти исследования значительно уточнили их карту.

4. Источники вещества в представлениях Дж. Меррея и А. Ренара

Чрезвычайный интерес представляют генетические идеи Дж. Меррея и А. Ренара, выросшие из детального петрографического изучения минеральной части океанических и морских отложений.

Они различают три источника вещества океанических и морских осадков:

«1. Минеральные частицы, непосредственно происшедшие за счет механической дезинтеграции твердой коры и разнесенные по дну океана земными силами (by terrestrial forces).

2. Минеральные частицы, полученные из *внеземных регионов*; они играют незначительную роль в массе морских отложений, но чрезвычайно интересны по своему происхождению, природе и распределению.

3. Минеральные частицы и вещества, сформированные in situ на дне океанов в результате химического взаимодействия растворенных веществ и материалов органического и неорганического происхождения, подвергшихся разложению на морском дне: они могут быть названы химическими продуктами» (Murray, Renard, 1891, стр. 291).

«Вещества, поставляемые в океан непосредственно с твердой земной коры или из ее более глубоких слоев, если их рассматривать с общей точки зрения, могут быть подразделены на две группы... Первая ... охватывает все обломки пород и минералы, выброшенные ... субаэральными и морскими вулканами в течение настоящего геологического периода и других относительно недавних (recent) периодов. Малые размеры и пузырчатая структура вулканокластического материала обусловливают его универсальное распространение на дне океанов, и так как пепловые частицы очень легко разносятся (distribute) метеорологическими и океаническими агентами, они оказываются особенно характерными для пе-

лагических отложений. Вторую группу образуют обломки пород и минералы, происходящие за счет дезинтеграции метеорологическими агентами кристаллических, кристаллическо-сланцевых и кластических пород, слагающих большую часть континентальных масс. Этот дезинтегрированный материал выносится в океан реками и ветрами и распределяется в нем волнами, приливами и отливами, течениями, плавающим льдом, но далеко не столь широко, как обломки вулканического материала; он особенно характерен для отложений, сформированных вокруг континентальных побережий и островов, которые мы назвали терригенными осадками» (там же, стр. 291, 292).

Таким образом, Мерреем и Ренаром вводится первая кардинальная генетическая идея их общей концепции: *терригенные отложения, охватывающие синий и зеленый илы, красные отложения, а также минеральную примесь в коралловых илах, возникли за счет сбрасывания с суши обломочного материала; минеральная же часть пелагических илов — за счет накопления вулканических частиц.* Эта идея дополняется другой, не менее важной: *и терригенный, и вулканогенный материал, особенно последний, взаимодействуя с наддонной и пропитывающей илы водой, претерпевают на дне морей и океанов существенные химические преобразования и порождают своеобразные продукты.*

Обе эти идеи красной нитью проходят через все рассуждения цитируемых авторов. Наиболее отчетливо они проявляются в толковании генезиса глинистых отложений, фосфоритов и глауконита, Fe-Mn стяжений и цеолитов.

«Глины морских отложений, — пишут Меррей и Ренар, — с точки зрения происхождения могут быть разделены на две группы: п е р в у ю, в которой глинистый минерал был перенесен главным образом реками с поверхности континентов, и в т о р у ю, в которой он был образован в основном in situ путем разложения пород и минералов, рассеянных на поверхности океанического дна. Первая группа отвечает глинистому минералу во всех терригенных отложениях, возникших поблизости от континентов, в то время как вторая соответствует, вообще говоря, глинистому материалу во всех настоящих пелагических осадках, возникших в более центральных частях больших океанических бассейнов ... Как будет показано дальше, не существут резкой границы между этими двумя группами глины ..., так как глина, вынесенная с земной поверхности, может до некоторой степени участвовать в образовании океанических осадков далеко от берегов». Но все же «количество таким путем перенесенного материала должно быть очень малым, ибо в противном случае он должен был бы маскировать ничтожные обломки пемзы или органические остатки, которые образуют столь большую часть (пелагических. — *Н. С.*) осадков.

Давно известно, что почти весь тонкий глинистый и другой материал, транспортированный реками в океан, падает на дно на небольшом расстоянии от берега благодаря действию солей, содержащихся в морской воде. Вместе с минеральными частицами они образуют здесь бóльшую часть веществ, присутствующих в терригенных осадках мелководья и глубокого моря. Глина в синем и зеленом илах и в других терригенных отложениях вблизи берегов, таким образом, была принесена главным образом с суши или из мелководных и литоральных зон. Правда, часть минералов и обломков пород, слагающих эти осадки, дали глину путем разложения in situ, но количество вещества, образованного таким способом, кажется в общем много меньшим того, которое принесено действием рек, приливов и отливов, волн и течений» (там же, стр. 339).

«В глубоководных регионах, удаленных от суши, глина на дне океана в большей своей части, кажется, возникла путем разложения in situ пемзы и других вулканических пород и минералов, образующих

главные неорганические компоненты отложений этих регионов. Стекловатая и пузырчатая природа, а также малые размеры таких вулканических фрагментов делают их особенно поддающимися дезинтеграции и разложению с продуцированием глины; особенно часто случается это с основными вулканическими стеклами. Все глубоководные глины содержат ничтожные стекловатые и другие минеральные частицы, почему они и плавятся легко перед паяльной трубкой в черный магнитный королек. Аморфный материал, наблюдаемый в этих отложениях, нужно рассматривать как глинистое вещество; оно ... напоминает коллоиды, не имеет определенных контуров, совершенно изотропно и образует желатинообразную массу, которая соединяет и агглютинирует другой материал в глине или илу. Ввиду такого неопределенного физического характера очень трудно даже приблизительно оценить количество аморфного глинистого вещества в образцах морских отложений. Очень небольшое количество слизеподобного (slimy-like) вещества может придать отчетливо глинистый характер известковому или кремнистому илу (mud or ooze), особенно когда минеральные частицы в осадке имеют очень малые размеры» (там же, стр. 340).

Наряду с новообразованной в море глиной в осадках морей и океанов имеются и другие характерные новообразования. В терригенных илах это — глауконит и фосфориты, в пелагических — железо-марганцовые стяжения и цеолиты.

5. Глауконит и фосфориты и их генезис

Глауконитовые накопления были открыты еще в 1853 г. Г. Пурталесом вдоль восточного побережья Америки. Но только авторами «Deep-sea deposits» было установлено их широкое распространение, дана подробная характеристика и сделана попытка объяснить их генезис. Глауконит был встречен «Челленджером» в большем или меньшем количестве у берегов Португалии, западных берегов Африки, восточных берегов Северной Америки, мыса Доброй Надежды, Антарктического континента, Австралии и Новой Зеландии, у берегов Филиппинских островов, Китая и Японии и у западных берегов Южной Америки. Другими экспедициями он был обнаружен также в Средиземном море, у северных берегов Шотландии, западных берегов Северной Америки, у восточных берегов Африки и во многих других районах. «Во время рейса „Челленджера“ глауконит не был обнаружен ни в одной из проб осадка после того, как экспедиция оставила Японию и дошла до берега Чили, дав тем самым превосходную иллюстрацию — на примере Тихого океана — того общего положения, что в настоящее время глауконит не образовывается в центральных частях великих океанических бассейнов, в то время как он более или менее характерен для всех отложений, возникающих вокруг побережий континентов... Что касается распределения по глубинам, он [глауконит. — *Н. С.*] оказывается наиболее обильным у нижней границы волнений, приливо-отливных движений и действия течений, в соседстве с тем, что мы обозначили иловой линией, окружающей континенты. В более мелких участках вне этой линии, т. е. на глубинах от 200 до 300 фатомов (366—550 *м*) типичные глауконитовые зерна более обильны, чем в более глубокой воде, но могут быть встречены и на глубинах свыше 2000 фатомов (3700 *м*). Насколько известно, никаких типичных глауконитовых песков, возникающих в литоральной и сублиторальной зонах, не указывается» (Murray, Renard, 1891, стр. 383).

В осадке глауконит ассоциирует с обычными кластическими минералами терригенного происхождения. В осадках, содержащих глауконит,

«присутствует значительное количество органического вещества, часто, очевидно, растительного происхождения... Вулканические породы и минералы часто находятся в тех же осадках, что и глауконит, так как они, как мы видели, имеют универсальное распространение на дне океана; но так как глауконит никогда не встречается, за исключением очень редких и сомнительных случаев, в настоящих вулканических илах и песках, они ... не могут рассматриваться в качестве постоянных спутников глауконита» (там же, стр. 383).

Характерной формой нахождения глауконита является выполнение пустот в раковинах фораминифер. При разрушении раковин глауконит представляет собой, так сказать, их муляжи, сохраняющиеся, однако, лишь тогда, когда ил не подвержен перемыву. При перемывах зерна окатываются и сглаживаются. В одном и том же образце глауконит, выполняющий раковины, меняется от желтоватого (почти белого) до светло-зеленого и затем темно-зеленого, почти черного. Химический состав глауконитов весьма изменчив. «Не может быть сомнений, — пишут Меррей и Ренар, — что глауконит представляет собою смесь веществ, и этот факт не только затрудняет выявление их конституции, но делает трудной и интерпретацию его способа образования» (там же, стр. 366).

Предлагаемая ими концепция звучит так.

«После смерти организмов их раковины медленно заполняются тонким илом, в котором они залегают... Этот материал затем, как кажется, подвергается молекулярным видоизменениям, конечный итог которых можно видеть в типичных темно-зеленых гранулах, показывающих ясное двупреломление и агрегатную поляризацию и обладающих более высокой твердостью, чем светлее окрашенные глауконитовые муляжи (casts) организмов, в которых можно видеть более землистую натуру. Установлено, что очень тонкий ил намывается в раковинки и может проникать сквозь отверстия их тонких канальцев. Примем, что органическое вещество, заключенное в раковинах и в самом илу, превращает железо ила в сульфид, который затем окисляется в гидрат, причем сера в это время освобождается и окисляется в серную кислоту; последняя затем разлагает глину, освобождая коллоидный кремнезем и алюминий, переходящие в раствор; мы получаем, таким образом, коллоидный кремнезем и гидрат окиси железа в растворе — в состоянии, наиболее подходящем для их дальнейшего комбинирования. Для объяснения наличия калия в этом минерале нужно вспомнить, что... калий всегда имеет тенденцию к накоплению в водных силикатах, образованных таким путем и ... (в данном случае. — *Н. С.*) должен заимствоваться из морской воды» (там же, стр. 389).

Характерно, что «где речной вынос обломочного материала чрезвычайно велик и где, очевидно, имеет место быстрая аккумуляция, глауконит хотя и встречается, но относительно редко; с другой стороны, вдоль высоких и крутых берегов, где отсутствуют реки и где, очевидно, аккумуляция менее быстрая, глауконит проявляется в наиболее типичной форме и в величайшем изобилии» (там же, стр. 382).

Фосфоритные стяжения были найдены «Челленджером» на станциях 141 (на глуб. 18 фатомов или 33 *м*), 142 (глуб. 150 фатомов или 274 *м*) и 143 (глуб. 1900 фатомов или 3475 *м*). Первые две станции расположены на внешнем краю Агульяс-Бэнк, к югу от мыса Доброй Надежды, последняя — в глубоководной области, в 100 милях юго-восточнее названной банки. «Конкреции варьируют от 1 до 3 *см* по большому диаметру; в исключительных случаях они достигают 4—6 *см* в диаметре. Они обладают выступами, а также более или менее глубокой перфорацией и в целом имеют капризную форму, иногда сосцевидную, иногда угловатую. Их поверхность обычно глазурована и покрыта тонкой, твердой бурой коркой, причем ее расцветка обязана присутствию окислов

железа и марганца. Эта корка, покрывающая все части конкреции, обычно вуалирует их минералогическую природу и агрегатную структуру» (там же, стр. 391). Содержание P_2O_5 в фосфорите на ст. 142 составляет 19,96, на ст. 143 — 23,54%. В шлифах конкреций картина неодинакова и зависит от места взятия образцов. Фосфат кальция на станциях 142 и 143 является цементом минеральных терригенных частиц; в более глубоководной ст. 143 он не только цементирует раковины фораминифер, но и проникает в их внутренние камеры, играя здесь роль базальной массы и псевдоморфизуя, иногда нацело, все известковые органические остатки. «Следует отметить, что фосфоритовые желваки более обильны вдоль берегов, где наблюдаются большие и быстрые изменения температуры, происходящие при встрече холодного и теплого течений, как, например, у мыса Доброй Надежды и у восточных берегов Северной Америки. Кажется весьма вероятным, что в этих местах большое число пелагических организмов убивается этими колебаниями температуры, и на дне океана может иногда возникать значительный слой разлагающегося органического вещества. Хорошо известно, что большое число пелагических существ погибает там, где имеет место смешение вод разной солености, например где смешиваются экваториальные и полярные течения или где большая масса пресных вод вторгается в океан при половодьях огромных рек» (там же, стр. 397).

Рассматривая механизм формирования фосфоритов, Меррей и Ренар отбрасывают, как непригодную, гипотезу «о прямом происхождении (фосфора. — *Н. С.*) из глубин земного шара», т. е., говоря современным языком, о вулканогенном его происхождении. Точно также «мы не находим ничего в окружающей среде, что приводило бы к представлению о фосфатных стяжениях как прямом осадке из вод океана без вмешательства организмов; малые количества этого вещества в анализах морской воды делают невозможным обращение к такой интерпретации (процесса. — *Н. С.*) по крайней мере при современном состоянии знаний. Но, если фосфаты не отложились непосредственно из океанской воды, бесспорно, что они непрестанно удалялись из нее прежде всего жизнедеятельностью растительных организмов и фиксировались затем в твердых частях определенных групп организмов.

В пульпе, образованной остатками известковых и кремневых раковин, минеральными зернами и обломками пород, превращенных в илистое вещество, а также альбуминодным и другими веществами, происшедшими от высших организмов, фосфаты перераспределяются, в результате чего фосфатные желваки возникают иногда в большом количестве» (там же, стр. 398). Уточняя этот процесс, Меррей и Ренар пишут: «После распада рыбьих костей и всех вообще животных структур в морской воде возникают аммонийные соли и фосфорная кислота в комбинации с кальцием; аммонийные и щелочные фосфаты действуют на все структурные формы углекислой извести, такие, как раковины, кораллы и др.; фосфорная кислота, связанная с щелочами, комбинируется с кальцием коралла или раковины и образует фосфат кальция, производя таким образом псевдоморфозы (по органическим остаткам. — *Н. С.*). Какова бы ни была природа вещества, служащего центром фосфатных стяжений, мы предполагаем, что фосфаты, из которых стяжения построены, прошли через живое вещество. Их цикл может быть изображен так: после концентрирования в живых организмах и последующего растворения в морской воде они поступают в минеральное царство в виде конкреций и сохраняются в этой устойчивой форме для будущих потребностей жизни» (там же, стр. 400). Если для терригенных осадков глубоководных илов типичны глауконит и стяжения фосфатов, то для пелагических илов в еще большей степени характерны железо-марганцовые стяжения и цеолиты, впервые открытые именно «Челленджером».

6. Железо-марганцовые конкреции и их генезис

«Гидраты марганца вместе с гидратами железа ..., — пишут Меррей и Ренар, — являются наиболее распространенными образованиями в морских отложениях, особенно в абиссальных регионах ... Можно сказать, что марганец ... присутствует во всех глубоководных осадках, ибо только редко внимательное изучение больших образцов ила или глины не обнаруживает следов окислов этого металла хотя бы в виде пленок или мельчайших зерен. На некоторых участках океанов «Челленджер» открыл железо-марганцовые конкреции в большом изобилии; крошечные марганцовые зерна придавали осадку темно-шоколадный цвет, в то время как драги и тралы добывали огромное количество более или менее округлых желваков и крупных почковидных масс этих окислов» (Murray, Renard, 1891, стр. 341).

Меррей и Ренар дали подробнейшее описание морфологии и внутреннего строения этих конкреций, которое остается непревзойденным до сих пор. Многочисленные изображения их в натуральных размерах, сделанные художниками и воспроизведенные в таблицах фототипическим путем, иногда в красках, и шлифы, воспроизведенные в красках, также остаются наилучшим из всего сделанного после опубликования монографии «Deep-sea deposits». Не вдаваясь в детали, отметим лишь, что наиболее часто встречаются Fe-Mn стяжения, развивающиеся по кускам пемзы или базальтового стекла, причем на них удалось проследить все стадии последовательного замещения, начиная от легкого побурения обломка с поверхности до практически полного превращения его в землистую массу, богатую Fe и Mn. Реже попадаются стяжения, в которых ядром являются зубы акул, слуховые кости китов, куски глобигеринового ила. Наиболее часто конкреции встречаются в красной глине, реже в других типах пелагических илов. Описывая Fe-Mn стяжения, Меррей и Ренар неустанно подчеркивают эмпирическую и генетическую их связь с вулканическим материалом и его разложением на дне.

«... Мы показали, — пишут они, — что почти все обломки пород и минералов (в осадке) разложены или находятся в процессе разложения и что почти все они содержат закись железа и марганца в соединении с кремневой кислотой, например в авгитах, роговых обманках, магнетите и легко разлагаемых вулканических стеклах. Известно, кроме того, что морская вода содержит свободную и полусвязанную углекислоту, доставляемую разложением органического вещества или увеличивающуюся в некоторых случаях за счет газовых эманаций подводных вулканических центров. Все условия здесь благоприятствуют образованию марганцовых желваков. В пластическом материале слизеподобного ила или глины мы имеем модель реакций, которые при этом возникают. Обломки пород и минералов дают карбонаты щелочей и щелочных земель, которые переходят в раствор вместе с карбонатами закиси железа и марганца. Карбонаты закисей затем разлагаются, сорбируя кислород, растворенный в морской воде, и соединяясь с ним, осаждаются как полуторная окись железа и перекись марганца в глине или илу, в то время как глина и осажденный кремнезем представляют нерастворимую часть первичного материала. *Слизеподобную поверхность слоев осадка и непосредственно накрывающую их воду, по многим признакам, нужно рассматривать как место этих реакций.*

В какой бы точке поверхности осадка ни была образована и осаждена частица перекиси марганца, она будет постепенно притягивать к себе весь растворенный марганец из соседних участков. Хорошо известно, что высшие окислы железа и марганца в большой мере обладают способностью приобретать желваковую или конкреционную форму. Особенно проявляют они эту способность, когда возникают в жидкой или пластич-

ной среде, подобной глубоководным осадкам... Осаждение начинается обычно вокруг какого-либо твердого тела; первый возникший осадок начинает аттрактивное молекулярное действие, собирая вокруг себя вещество той же самой природы, растворенное в прилежащих к осадку слоях воды.

Так как конкреционные осадки по необходимости должны в процессе формирования захватывать окружающее глинистое вещество, содержащее многочисленные органические и неорганические частицы, естественно, что все эти компоненты оказываются включенными в тело нарастающих конкреций. Инородный материал, механически захваченный во время роста стяжений, образует зоны более светлого цвета, чередующиеся с более темными, где накопления марганца чище и компактнее. Из изучения зональной структуры конкреций стало очевидным, что отложение марганца в одни периоды было более быстрым и обильным, чем в другие. Дендритовое расположение марганцовых соединений, прободающих землистые зоны, ... так же как и вид конкреций, лишенных марганца растворением в HCl, показывает, однако, что отложение марганца в течение всего времени формирования желваков было непрерывным.

Вариации в обилии марганца, отложенного в разные времена, могут быть объяснены неодинаковым количеством CO_2 в морской воде либо новым поступлением вулканического материала. Все указывает, что рост конкреций был исключительно медленным и что в процессе их формирования химические условия в (иловом) растворе изменялись. Эманация CO_2 из подводных вулканических областей могла сильно варьировать, так как известно, что такие вариации имеют место у наземных вулканов, сообразно стадиям вулканического процесса и расстоянию от центра извержения, и в водах глубокого моря «Challenger» находил большой избыток CO_2» (там же, стр. 374—376).

В общем изменении вулканических продуктов на дне глубокого моря формирование глинистого материала и конкреций — это как бы две стороны единого процесса. «Конкреции являются некоторым образом дополнительным процессом к формированию пелагических глин» (там же, стр. 377).

Другим продуктом преобразования пеплового материала на дне океанов являлся филлипсит, один из минералов группы цеолитов. Авторы подробно описывают его морфологию и распространение. «Челленджер» встречал единичные баритовые стяжения, но охарактеризованы они кратко.

7. Общая схема седиментации и ее темпы в океанах, по Дж. Меррею и А. Ренару

Итак, седиментация в современных океанах, по Меррею и Ренару, поддерживается за счет двух принципиально разных источников: сноса вещества с континентов и выброса его вулканами. Терригенный материал в подавляющем большинстве отлагается по периферии континентов, образуя мелководные шельфовые и терригенные глубоководные отложения части континентального склона; в глубь океанов и в их пелагическую зону он если и поступает, то в ничтожной мере. Вулканический — пепловый — материал, разносимый ветрами и течениями, напротив, концентрируется в пелагиали и здесь составляет основу минеральной части осадков, к которой присоединяются скелеты известковых и кремнистых организмов планктона; массовое накопление последних порождает участки развития глобигеринового, птероподового, диатомового, радиоляриевого илов. Поступившая на дно минеральная часть тер-

ригенных и пелагических илов, взаимодействуя с придонной и пропитывающей ил морской водой, в большей или меньшей степени разлагается, и взамен получаются новые вещества. В терригенных глубоководных илах это — глауконит и фосфориты, в пелагических — глинистое вещество, железо-марганцовые стяжения, цеолиты.

«В настоящее время, — пишут Меррей и Ренар, — у нас нет точных (definite) знаний относительно абсолютной скорости аккумуляции каких-либо глубоководных отложений, хотя некоторая информация и некоторые указания, касающиеся относительной быстроты аккумуляции различных типов осадков друг относительно друга все же имеются. Наибольшей скоростью, кажется, отличаются терригенные осадки и особенно синий ил, недалеко уносимый от устьев больших рек. Со времени отложения его здесь протекло немного времени, судя по тем образцам, которые были здесь собраны драгой, тралом и трубками. Различные компоненты ила очень мало изменены, и если интенсивные химические изменения и имели место в более глубоких слоях, недоступных нашим инструментам, то они не видны в более поверхностных слоях, которыми в настоящее время ограничены наши знания.

В глауконитовых отложениях вдоль высоких и крутых берегов, где в океан впадают лишь немногие реки, большое количество минеральных частичек подверглось глубокому изменению; здесь имеется большая примесь раковин глобигерин и других пелагических форм, многие из которых выполнены глауконитом; присутствуют также фосфатные, известковые и баритовые стяжения; все это указывает на интенсивное формирование новообразований. Все компоненты в поверхностных слоях этих отложений были долгое время доступны действию морской воды, и по этой причине надо думать, что зеленые илы и пески накоплялись гораздо медленнее, чем илы синие.

Большинство вулканических илов и песков, мне кажется, накоплялось с относительно малой скоростью, судя по большому числу в них пелагических раковин и по отложению перекиси марганца на многих частицах осадка. Только у некоторых активных вулканов скорость осадконакопления была большой, так как почти все минеральные частицы свежи и не изменены и примесь пелагических организмов ничтожна.

Вокруг некоторых коралловых рифов аккумуляция идет быстро, так как, хотя пелагические виды с известковыми раковинами в поверхностной воде многочисленны, часто невозможно открыть их среди известковых частиц осадка либо они встречаются случайно.

Пелагические отложения в целом, судя по природе их органических и минеральных компонентов, аккумулируются, очевидно, гораздо медленнее, чем отложения терригенные, в которых материал, намытый с суши, играет столь большую роль. Птероподовые и глобигериновые илы тропических районов, образованные главным образом известковыми раковинами гораздо большего числа тропических видов, должны неизбежно аккумулироваться гораздо быстрее, чем глобигериновые илы внетропических областей или другие органические илы. Диатомовый ил, образованный как известковыми, так и кремнистыми организмами, обладает, по-видимому, большей скоростью накопления сравнительно с радиоляриевым илом, в то время как красная глина — минимальной скоростью отложения.

Как уже указывалось, космические шарики, слуховые кости и другие кости китообразных несравненно более многочисленны в красной глине, чем в других отложениях; было показано при этом, что большее или меньшее их количество может быть принято за критерий скорости осадконакопления. Эти шарики, зубы и кости наиболее изобильны в красной глине, так как лишь немногие другие вещества падают (в этой области. — *Н. С.*) на дно и покрывают его, и потому названные выше компоненты

составляют уловимую часть осадка в целом. В органических илах и терригенных отложениях, однако, большое число дополнительных веществ принимают участие в составе осадка, и шансы на драгирование космических шариков, зубов акул и китовых слуховых косточек соответственно малы; и действительно, лишь немногие их экземпляры были получены из названных отложений» (Murray, Renard, 1891, стр. 411, 412).

В целом Меррей и Ренар сумели создать удивительно цельную и стройную концепцию, подкупающую своей простотой, убедительностью, обилием фактов, положенных в ее основу, и здравым смыслом, с которым интерпретированы эти предварительно детально и тщательно описанные факты. Среди других работ не только XIX в., но и последующих десятилетий XX в., их монография «Deep-sea deposits» высится как непревзойденный шедевр, как настоящее классическое исследование, идеи которого живы до сих пор и многих еще покоряют.

Сами авторы не могли не видеть, насколько большую и существенную работу они сделали. «Исследование, — пишут они, — охватившее такое широкое поле и занявшее столь долгое время, естественно, потребовало большого количества работы и терпения, но привело к очень близкому знакомству с глубоководными отложениями и знанию их как в целом, так и их распределения в современных морях ... Действительно, мы часто требовали от наших ассистентов выбрать нам образец среди нескольких тысяч, не давая нам ни малейших указаний на океан или глубину, с которой образец был получен. После рассмотрения мы отмечали районы на карте, из которых, по нашему предположению, он был собран, устанавливая в то же самое время вероятную глубину. В подавляющем большинстве случаев, примерно в 9 из 10, местоположение бывало установлено (с точностью. — *Н. С.*) в пределах нескольких сотен миль, а глубина — в пределах нескольких сотен фатомов» (Murray, Renard, 1891, стр. 30, 31). Демонстрирование глубочайших связей осадка с разнообразными особенностями среды его отложения является, помимо очень многого другого, величайшей заслугой авторов «Deep-sea deposits». *Именно с этой работы началось настоящее научное изучение современных морских осадков.* Все предыдущее было как бы прелюдией к нему.

8. Работы Дж. Меррея и Р. Ирвина по диагенезу «синего ила»

Опубликование монографии «Deep-sea deposits» (Murray, Renard, 1891) для Дж. Меррея отнюдь не было окончанием исследований морского осадконакопления. В девяностые годы появились еще две его, написанные совместно с Р. Ирвином, небольшие по объему, но принципиально важные статьи, касающиеся диагенеза терригенного «синего ила».

Одна из них (Murray, Irvine, 1895) была посвящена составу воды, пропитывающей «синий ил» близ берегов Великобритании. Для получения этой воды проба из драги в количестве нескольких ведер грунта помещалась в мешок из плотной материи. Первые порции просачивающейся мутной воды выбрасывались, дальнейшие — прозрачные — собирались; процедура отфильтровывания длилась около суток, причем из 100 *кг* ила было собрано 9 *кг* воды, которая затем помещалась в герметически закрываемые банки и анализировалась (табл. 5).

Как видим, в иловой воде произошло резкое уменьшение количества SO_3^{2-} при одновременном резком возрастании содержания CO_3^{2-}, слегка убыла концентрация Ca, появился аммиак.

В основе этого преобразования иловой воды лежит редукция сульфатов органическим веществом, в результате которой, с одной стороны, повышается щелочной резерв иловой воды, влекущий за собой некоторую

Таблица 5

Состав (в %) иловой воды «синего ила»

Компоненты	Наддонная вода	Иловая вода	Компоненты	Наддонная вода	Иловая вода
Cl	55,292	56,239	Mg	3,745	3,809
Br	0,188	0,191	K	1,108	1,127
SO_3^{2-}	7,686	**4,105**	Na	30,295	31,120
CO_3^{2-}	0,207	**2,258**	NH_4	—	0,056
Ca	1,198	**1,075**			
			Сумма	100,02	99,98

садку $CaCO_3$, с другой — появляется углекислый аммоний и происходит садка сульфидов железа. Все это может быть выражено такой серией реакций:

$$RSO_4 + 2C = 2CO_2 + RS;$$
$$RS + 2CO_2 + H_2O = H_2S + RCO_3 \cdot CO_2;$$
$$RS + RCO_3 \cdot CO_2 + H_2O = 2RCO_3 + H_2S;$$
$$Fe_2O_3 + 3H_2S = 2FeS + S + 3H_2O.$$

Другая работа Меррея и Ирвина (Murray, Irvine, 1894) рассматривала механизм образования железо-марганцовых стяжений в районе моря Клайда у берегов Шотландии. Конкреции были приурочены здесь к ржаво-бурому верхнему окисленному слою, под которым располагался серый редуцированный горизонт. Авторы отфильтровывали из большой массы серого ила иловую воду и анализировали ее на содержание марганца. Получены весьма интересные цифры:

Содержание (в г/л) $MnCO_3$ в иловой воде

1. Из ила затопленного карьера Грантон, на глубине 12 *м* (февраль 1892 г.)	0,060
2. Из ила того же карьера (март 1894 г.)	0,0315
В воде, непосредственно покрывающей ил	0,0034
В воде на расстоянии 18 дюймов от дна	Следы
3. Из ила гавани Грантон, глубина 4 *м*	0,008
4. Из серого ила у Tan Buoy, Cumbrae, в заливе Клайд, глубина 40—50 *м*	Отчетливые следы
5. Из коричневого ила, у Castle-Bay, Little Cumbrae, глубина 44—58 *м*	0,0114
6. Из синего ила у Belloche Pier, Cumbrae, глубина 50 *м*	0,0105

«Все наши эксперименты, — пишут авторы, — доказывают как будто, что в слизистой пульпе (oozy pulp), образованной морской водой, органическим веществом и минеральными компонентами, неизбежно должны происходить химические превращения. Ил (mud), полностью отмытый от морских солей дистиллированной водой, не дает никаких признаков наличия MnO_2 по реакции Бунзена; но после сплавления с содой того же отмытого ила появляется характерная окраска сплава, обязанного наличию в силикатах марганца. Можно считать поэтому доказанным, что карбонат марганца в иловой воде происходит: 1) от прямого разложения обломков пород в илу щелочными карбонатами морской воды; 2) от редукции высших окислов марганца органическим веществом илов, ибо ... в присутствии разлагающегося органического вещества в илах происходит редукция и формируются растворимые карбонаты марганца. Оба эти процесса, несомненно, имеют место в большинстве морских отложений...»

(Murray, Irvine, 1894, стр. 727, 728). «Далее этот бикарбонат (Mn — *Н. С.*), перемещаясь в растворенном состоянии из ила в наддонную (overlying) воду, присоединяет кислород и откладывается в виде высших окислов на любом объекте, который лежит на поверхности ила или выступает из него. Таким путем можно объяснить тонзурообразные кольца двуокиси марганца, окружающие многие камни, и отложения его на раковинах моллюсков, живущих на непосредственной поверхности ила.

Образование марганцовых стяжений на поверхности осадка на вершинах барьеров (разделяющих впадины дна. — *Н. С.*) ... объясняется, вероятнее всего, бóльшим количеством кислорода либо меньшей массой разлагающегося органического вещества в этих местах.

В тех более глубоких частях клайдского бассейна, где наблюдается слабое движение воды от приливо-отливных и других течений, бикарбонат марганца в иловой воде может постепенно проникать в наддонную воду и медленно накопляться в ней до тех пор, пока не будет отложен в виде двуокиси около выступов (ridges), где движение (воды. — *Н. С.*) ускорено и кислород более обилен. В илах района моря Клайда имеется, весьма вероятно, непрерывное и очень медленное перемещение (shifting) отложений двуокиси марганца с одного места на другое, так как, если частично погруженный (в ил. — *Н.С.*) камень, покрытый на своей поверхности двуокисью марганца, окажется благодаря аккумуляции осадка погруженным еще глубже, нижняя часть двуокиси будет восстановлена этим редуцирующим илом, и марганец, пройдя через стадии сульфида и бикарбоната, будет, в конце концов, перенесен к какой-то высокой точке камня или даже на еще большее расстояние, пока осядет вновь в виде двуокиси. Таким образом, у марганца всегда имеется тенденция накапливаться в поверхностных слоях отложений синего ила, а также в определенных благоприятных пунктах ..., у которых вода непрерывно меняется или где отсутствует разлагающееся органическое вещество» (там же, стр. 735).

«Кажется, — пишут в заключение Меррей и Ирвин, — что двуокись марганца в морских отложениях, происходит ли она от разложения пород на земной поверхности или от минералов, образующих часть морских отложений, постепенно меняет свое местонахождение (position). Действующие химические процессы благоприятствуют ее аккумуляции на поверхности морских отложений либо в таких областях морского дна, где имеется относительно малое количество разлагающегося органического вещества в осадках. Таким путем мог осуществляться постепенный перенос марганца от континента к удаленным углублениям абиссальных регионов начиная с древнейших геологических времен, ибо в абиссальных регионах, где имеется относительно небольшое количество органического вещества и где скорость отложения наименьшая, двуокись марганца должна быть наиболее устойчива, чем в других районах» (там же, стр. 740).

Нетрудно видеть, что в этой работе Меррея и Ирвина на примере марганца сжато сформулирована классическая схема диагенетического преобразования осадка и перераспределения вещества, которая жива и доныне и в сильно расширенном и углубленном виде составляет современную теорию диагенеза. Принципиально важен был сам *методический подход к исследованию диагенеза: через изучение состава иловой воды, ибо все реакции в иле, как оказалось потом, идут через растворение разных компонентов в иловой воде, взаимодействие их здесь и осаждение новых аутигенных минералов.* К сожалению, этот единственно плодотворный путь изучения диагенеза современных осадков был скоро забыт и не использовался в должной мере для познания аутигенного минералообразования вплоть до пятидесятых годов нашего века.

9. Дальнейшие работы по современным морским осадкам в конце XIX—начале XX в.

После экспедиции «Челленджера» состоялись новые экспедиции как в океанах (Индийском, Тихом, Атлантическом), так и в морях — Гренландском, Средиземном, Красном. Это были: немецкие экспедиции на судах «Вальдивия» (1898—1899 гг.), и «Гаусс» (1901—1903 гг.); датские — «Ингольф» (1895—1896 гг.) и «Тор»; австрийская — «Пола»; американские — «Блэк» и «Альбатрос»; Монакского океанографического института и др. Их результаты были обобщены Л. Колле (Collet, 1908) в небольшой книжке «Les depots marins» и К. Андрэ (Andrée, 1920) во втором томе монографии «Geologie des Meeresbodens». Кроме того, опубликованы статьи, затрагивавшие некоторые отдельные вопросы.

Суммируя эти новые данные, можно сказать, что все основные характеристики океанских отложений и трактовка их генезиса, данные Мерреем и Ренаром, полностью сохранились и только детализированы в отдельных вопросах. Основным результатом немецкой глубоководной экспедиции, в которой принимали участие Дж. Меррей и Е. Филиппи, явилась новая, уточненная карта Атлантического и Индийского океанов. В южнополярной экспедиции (1901—1903 гг.) работал уже один Филиппи, причем на ряде колонок он установил, что в южной полярной области, на мелководье, бедные карбонатами ледниково-морские отложения подстилаются тонким слоем более богатого карбонатами фораминиферового мергеля, в свою очередь лежащего на бескарбонатных ледниково-морских отложениях. Этот карбонатный прослой Филиппи связывал с временным потеплением Антарктики. Результатом экспедиции «Альбатроса» в Тихий океан явилась новая карта осадков этого океана, так что к концу описываемого периода первоначальная карта Меррея и Ренара оказалась уже несколько устаревшей.

Новой чертой океанических осадков, выяснившейся после работ Меррея и Ренара, оказалось наличие в них слоистости. Из всех станций «Челленджера» только на одной (ст. 181, 13°50′ ю. ш. и 51°49′ в. д.) было отмечено меньшее содержание $CaCO_3$ в верхней части колонки (6,42%) сравнительно с нижней (32,28%). При работах немецкой глубоководной экспедиции на «Вальдивии» изменение состава осадка вниз по колонкам, несмотря на их очень малую величину (7—10 *см*), было обнаружено преимущественно в субантарктическом море, вне его — лишь как исключение. Так, на ст. 119 (41,5° ю. ш. и 14°51′ в. д., глуб. 5320 *м*) верх колонки был сложен глубоководным илом с малым количеством диатомей (1%), низ — зеленовато-серым илом с большим количеством диатомей. На ст. 149 (62°26′ ю. ш. и 53°21′ в. д., глуб. 5175 *м*) повторился тот же разрез. В других случаях менялся характер глобигеринового ила. Все эти изменения состава осадка с глубиной Меррей и Филиппи объясняли тем, что нижняя часть проб образовалась в то время, когда плавучий лед в Антарктике захватывал бóльшие пространства, чем теперь, и граница сплошного ледового покрова лежала севернее современной.

Многочисленные пробы немецкой южнополярной экспедиции 1901—1902 гг., литологом которой был Филиппи, обнаружили в огромном большинстве случаев изменение осадка вниз по колонке; базируясь на этом, Филиппи сделал заключение, что слоистость на дне современных морей не исключение, а правило. В большинстве слоистых колонок верхняя их часть содержит больше $CaCO_3$, чем нижняя, и только в единичных случаях наблюдаются обратные соотношения (Philippi, 1910). Первый тип слоистости Филиппи называет нормальным, второй — аномальным.

Как и в предыдущей работе с Мерреем, Филиппи продолжает считать причиной слоистости изменения климатического режима Антарктической

и прилежащей к ней областей. Обеднение карбонатом кальция нижних частей колонок связано с образованием их в послеледниковое или даже в ледниковое время, когда условия для жизни фораминифер были менее благоприятны, а айсберги выносили в море много обломочного материала. Эта трактовка подтверждается также вертикальным распределением фораминифер: вниз по колонке число видов их уменьшается, причем исчезают именно теплолюбивые формы.

Климатическими изменениями объясняет Филиппи и «аномальную» слоистость вблизи кромки антарктического льда, где количество $CaCO_3$ увеличивается вниз по колонке. Такое изменение указывает на временное потепление климата в начале послеледникового времени.

Что касается «аномальной» слоистости в осадках теплых морей, то ее Филиппи трактует как тектонически обусловленную, т. е. вызванную локальными колебаниями дна бассейна с размахом до 1500 *м*.

На ту же точку зрения стали в 1912 г. и Меррей с Хьортом, разбирая некоторые примеры стратификации окисленных осадков, причем они допускали колебания до нескольких сотен футов.

Совершенно иначе толковал слоистость некоторых (15) колонок илов Атлантического океана Ж. Туле: он связывал ее с подводными вулканическими извержениями.

Как видим, исследователи резко разошлись в понимании генезиса слоистости океанских илов, причем предложенные трактовки использовали практически все известные в то время логические возможности.

В отложениях северных морей Шмельк и Бёггильд также отмечали изменения характера осадка по вертикали, но это явление было выражено там менее ярко, чем в приантарктической области.

В заключение — несколько слов о сводных работах по морским осадкам, вышедших после монографии Меррея и Ренара. Одной из них была небольшая книжка Л. Колле (Collet, 1908), представляющая собой изложение его лекций, читанных в Женеве. В ней просто пересказываются исследования Меррея, его учителя, в лаборатории которого он проработал в течение двух лет, детально занимаясь петрографией глауконитовых илов и фосфоритов.

Несравненно более серьезной и фундаментальной является монография К. Андрэ «Geologie des Meeresbodens» (Andrée, 1920), т. II, посвященная описанию современных осадков океанов и морей.

К. Андрэ был профессором геологии и палеонтологии, директором Геолого-палеонтологического института в Кенигсберге, а также сейсмологической станции при институте. Таким образом, он непосредственно не исследовал морские отложения, но всю жизнь питал к ним сильнейший интерес и превосходно знал относящуюся к ним литературу. Его книга была по существу компиляцией литературных данных за период после выхода монографии «Deep-sea deposits», но компиляцией высокого класса, сделанной знатоком соответствующей литературы. Единственно новое, что ввел в этой книге К. Андрэ, сравнительно с «Deep-sea deposits», была классификация осадков, представляющая, в сущности, модификацию мерреевской классификации, но и она сделана ранее того О. Крюммелем:

Классификация океанических осадков (по K. Andrée, 1920)

1. Литоральные или близкие к суше образования:

а) отложения штранда, или береговой зоны (Strandablagerungen);

б) отложения шельфа.

2. Гемипелагические отложения:

а) темный или синий ил (с фациями гляциально-морских осадков, а также вулканических песков и илов);

б) красный ил;
в) глауконитовые осадки;
г) известковые илы;
д) илы, богатые серой.

3. Эвпелагические отложения:

1) богатые известью: глобигериновые илы; особая фация: птероподовые илы;
2) бедные известью или лишенные ее:
а) красная глубоководная глина, особая фация— радиоляриевые илы
б) диатомовые илы.

Нужно сказать, что каких-либо серьезных преимуществ перед классификацией Меррея и Ренара классификация К. Андрэ не имеет, но даже теряет одну принципиально важную идею: противопоставление пелагических илов мелководным, как вулканогенных (по источнику материала) — терригенным. Широкое литологическое обобщение английских исследователей в классификации К. Андрэ, как и в самом его изложении, теряется.

В книге Андрэ весьма обстоятельно — для того времени исчерпывающе — описаны все выделенные в классификации группы отложений. В ней большое место отведено литоральным и гемипелагическим отложениям океанов, наиболее важным в смысле сопоставления и возможных наведений для геологов; охарактеризованы осадки внутриконтинентальных и островных морей (например, Малайского, Средиземного). На протяжении последующих трех десятилетий эта книга была для советских геологов (и не только для них) основным источником знаний современного морского осадконакопления, оттеснив в этом отношении даже классическую «Deep-sea deposits», к тому же весьма мало доступную из-за своей антикварности и малого числа экземпляров в советских библиотеках.

10. Основные идеи, выросшие из зарубежных исследований бассейнового осадконакопления с 70-х годов XIX в. до начала 20-х годов XX в.

Подведем вкратце итог зарубежным знаниям о современном осадконакоплении за последние десятилетия XIX в. и первые полтора десятилетия XX в.

Как всегда бывает, уже в самом начале исследований зародились и некоторые общие концепции, выросшие из известных тогда фактов. *Одной из таких идей, сформулированных Дж. Мерреем и А. Ренаром, было представление о принципиальном генетическом различии осадков, покрывающих шельф и континентальный склон, с одной стороны, океаническое дно — с другой.* Первые — суть терригенные осадки, возникшие в результате разрушения континентов и выноса материала в открытое море; вторые (или пелагические отложения) образовались за счет вулканического пеплового материала, а также крупных и мелких его обломков, химически переработанных in situ под водой и превратившихся в илы, в частности в красную глубоководную глину; при этой переработке возникли новообразования в виде палагонита, цеолитов и железомарганцовых стяжений. Другим компонентом пелагических илов являются *биогенные накопления* $CaCO_3$ и SiO_2, давшие глобигериновые, птероподовые, известковые (коралловые), диатомовые и радиоляриевые илы. Терригенный компонент в пелагических илах если и присутствует, то в ничтожном (исчезающем) количестве. Скорость накопления этих илов весьма незначительна по сравнению с темпами накопления терригенных околоконтинентальных осадков.

Второй кардинальной идеей, разработанной в общих чертах также западными исследователями, была идея о химическом преобразовании веществ после их отложения на дне. Она являлась составной частью представления Меррея и Ренара о пелагических илах как о продукте преобразования in situ вулканического материала. Интересно, что оба исследователя, обстоятельно описывая процессы диагенеза, не употребляли для их обозначения этого термина. Он введен в указанном смысле И. Вальтером (Walther, 1893—1894). Но уже Меррею и Ренару было известно, что преобразования осадков очень скоро после их отложения на дне происходят и в терригенных илах. На примере отложений шотландских «лохов» они впервые ввели представления о верхней окислительной зоне осадков, где железо и марганец находятся в форме окислов, и о более глубоко расположенной восстановительной зоне, откуда они мигрируют вверх и образуют железо-марганцовые стяжения. Они же указали, что с процессами преобразования и перераспределения веществ в терригенных осадках связано образование фосфоритов и глауконита. Когда же экспедицией «Сибога» в морях Малайского архипелага были обнаружены многочисленные стяжения кальцита, анкерита, сидерита, барита — факт интенсивных химических преобразований многих веществ в осадках и их последующего перераспределения стал совершенно очевиден, хотя действующий здесь механизм и факторы, контролирующие самый процесс, еще не были раскрыты и еще долго ускользали от исследователей.

глава II

ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВОДОЕМАХ РОССИИ (80-е годы XIX в.—начало XX в.)

По своему размаху русские работы описываемого периода выглядят достаточно скромно по сравнению с зарубежными. Россия в те годы не предпринимала дальних и дорогостоящих экспедиций по океанам, и потому русские исследователи поневоле должны были ограничиваться изучением только тех водоемов, какие имелись в пределах страны. При этом проводить их приходилось на совершенно ничтожные средства, которые выделялись главным образом Русским географическом обществом, Новороссийским обществом естествоиспытателей и лишь отчасти — государством. Но поскольку на территории России находились некоторые уникальные природные объекты, то даже беглое и общее их изучение ознакомило науку с рядом интереснейших новых фактов и ввело в научный обиход много ценных новых идей.

Характеризуя эти работы, мы остановимся, прежде всего, на исследовании водоемов южной, засушливой части России. Здесь находятся три крупных моря: Черное, Каспийское и Аральское с их заливами; здесь много озер с лечебными «грязями»; локализованы самосадочные озера, садившие галит и другие соли. Изучение их в описываемый период дало много существенного для познания механизма современного осадконакопления, почему мы и остановимся на этих исследованиях с некоторыми подробностями.

I. БАССЕЙНЫ ЮГА РОССИИ

1. Осадки Черного моря

Интереснейшие страницы в истории изучения современных осадков связаны с исследованием Черного моря и его лиманов. Инициатива в этом вопросе и первые успехи связаны с именем Н. И. Андрусова, одного из самых светлых умов в русской геологии XIX—начала XX в.

Интерес Н. И. Андрусова к современному осадконакоплению был отнюдь не случайным, а вытекал из существа его работы. Н. И. Андрусов работал над стратиграфией неогеновых толщ юга России и сопредельных стран. Он хорошо понимал, что «характер отложений находится в зависимости от физико-географических условий их образования. К числу наиболее важных фактов этого рода естественно причислять и глубину» (Избр. труды, т. IV, стр. 9). Поэтому в 1889 г.[1] он опублико-

[1] Стало быть, еще до выхода «Deep-sea deposits» (1891).

вал в «Горном журнале» превосходную сводку имевшихся тогда данных в отчетах экспедиционных судов «Лайтинг», «Поркюпэн», «Челленджер», «Блэк», «Травайер», «Вашингтон» и др. Статья называлась «Современное состояние наших знаний о распределении осадков и организмов в глубинах океанов», и показала глубокую эрудицию Н. И. Андрусова в вопросах морского осадкообразования. Когда же он получил место лаборанта при Геологическом кабинете Одесского университета, то «близость к Черному морю, — как писал он потом в своей автобиографии (1917 г.), — вновь пробудила в нем интерес к изучению последнего, тем более, что ряд неогеновых отложений, которыми он занимался, представлял аналогию с черноморскими, а следовательно, для уразумения первых было необходимо изучение последних» (Избр. труды, т. I, 1961, стр. 6).

В 1890 г., в возрасте всего 29 лет, Н. И. Андрусов напечатал статью «О необходимости глубоководных исследований в Черном море», в которой суммировал имеющиеся знания и поставил ряд очень интересных задач дальнейших исследований. «Все, что мы знаем об осадках на дне Черного моря, — писал он, — скомпилировано у Делесса (Delesse, 1874) на карте морей Европы, данными для которой были промеры моряков. Из этой карты и из объяснительного текста видно, что обнаженное, лишенное осадков дно в Черном море весьма редко. Такое скалистое дно известно у Мангалии (к северу от Варны). Песок наблюдается вдоль берегов еще более узкою полосою, достигая более сильного развития против устьев Дуная (где он спускается до глубины более 500 *м*), затем в мелком северо-западном углу моря, против устьев Днепра и Днестра и в Каркинитском заливе. Тут же представляют сильное развитие раковинные банки. У скалистых берегов нередки непосредственно у берега полосы галечника. Все остальное пространство моря, насколько известно, покрыто синевато-серым тонким илом, о ближайшем характере которого мы более ничего не знаем» (Избр. труды, т. IV, стр. 81). Анализируя данные по ряду других вопросов, касающихся Черного моря, Н. И. Андрусов вынужден был констатировать, что «брошенного нами беглого взгляда на современное состояние... знаний о физических и биологических особенностях Черного моря, мне кажется, достаточно, чтобы убедиться в их неполноте. В особенности мало мы знаем о глубинах Черного моря. Ныне неизвестен ни точный рельеф этих глубин, ни их физические условия, ни их обитатели, между тем с изучением их связан целый ряд интересных задач, решение которых представило бы значительный интерес для науки» (там же, стр. 83).

Одной из этих задач является изучение характера глубоководной фауны. «Что она... существует, — пишет Н. И. Андрусов, — это несомненно à priori. Даже крупные пресные озера, даже Каспий имеет свою характерную глубинную фауну, и нет никаких физических условий, которые могли бы препятствовать существованию в глубинах Черного моря организмов» (там же, стр. 83). «Я отваживаюсь высказать предположение, что глубинная фауна Черного моря в значительной степени должна отличаться от глубинной средиземноморской и должна быть в высшей степени своеобразной», ... ибо «свободно проникать из Мраморного моря в Черное море могут лишь животные и растения прибрежные; распространению же глубоководных форм поставлен предел в виде Фракийского барьера, конечно, постольку, поскольку их распространение не облегчается личиночными стадиями (там же, стр. 83—84). «Судя по всему тому, что нам известно о происхождении глубоководной фауны вообще и глубоководной фауны озер и внутренних морей, каков, например, Каспий, мы должны будем допустить, что глубины Черного моря впоследствии (после прорыва средиземноморских вод. — *Н. С.*) заселились выходцами из береговой полосы. Эти выходцы, приспособляясь

к совершенно новым условиям глубинной жизни, должны были видоизменяться и давать начало новым видам и разновидностям. Мы должны будем поэтому ожидать, что глубоководная фауна Черного моря 1) будет состоять из совершенно своеобразных видов, 2) виды эти будут весьма близки к береговым формам, отличаясь от них лишь некоторыми признаками, вызванными особенностями глубин. Если эти предположения оправдаются, — заключает Н. И. Андрусов, — то изучение глубоководной фауны Черного моря может дать, с одной стороны, интересные данные касательно изменения организмов под влиянием изменений физических условий, с другой — даст прочный критерий для оценки батиметрического достоинства некоторых полуморских отложений, каковы, например, сарматские черные глины Керченского полуострова и Северного Кавказа и т. д.» (там же, стр. 84).

НИКОЛАЙ ИВАНОВИЧ
АНДРУСОВ

1861—1924
приват-доцент Новороссийского университета.
Снимок около 1890 г.

Другой задачей глубоководной экспедиции Н. И. Андрусов считал выявление геоморфологии черноморского дна, причем предполагал, что между Крымом и Анатолийским побережьем располагается поднятие, разделяющее западную и восточную котловины моря.

Читая сейчас эту статью Н. И. Андрусова, нельзя не удивляться его очень хорошей осведомленности относительно всего, что касалось Черноморского бассейна, а также смелости и логичности сделанных им допущений.

По представлению Совета Русского географического общества, Морское министерство выделило для экспедиции канонерскую лодку «Черноморец» для производства глубоководных исследований сроком на один месяц. Руководство экспедицией было возложено на И. Б. Шпиндлера, а непосредственное ведение работ поручено Ф. Ф. Врангелю, как занимавшемуся глубоководными исследованиями, и Н. И. Андрусову, как инициатору дела.

Несмотря на скромное название канонерской лодки, «„Черноморец“, — пишет Ф. Ф. Врангель, — был почтенным боевым судном, с хорошим ходом, прекрасными морскими качествами и удобным для наших целей» (Врангель, 1890, стр. 382).

В продолжение 26 дней, от 14 июня до 11 июля 1890 года «Черноморец», будучи 18 дней на ходу, прошел в общей сложности около 2500 миль; при этих переходах сделано 60 полных промерных станций с сериальными наблюдениями температуры и плотности воды и, кроме того, 13 драгировок дна.

Результаты этой небольшой экспедиции оказались совершенно неожиданными и исключительно интересными.

Прежде всего, никакой мелководной перемычки между Крымом и Анатолийским берегом не оказалось. Напротив, как раз на этот участок пришлись наибольшие глубины моря, показанные Ф. Ф. Врангелем на

приложенной к предварительному отчету первой батиметрической схеме глубоководной части Черного моря.

Во-вторых, глубины Черного моря, начиная со 100 саженей, оказались зараженными сероводородом. Поскольку химиков в экспедиции не было, определение H_2S шло не с помощью реактивов, а по запаху. Ф. Ф. Врангель описывает это очень красочно: «Воду из батометра выливал в измерительный стакан обыкновенно судовой боцман Маклашевский, георгиевский кавалер и строгий служака, смотревший на каждую возложенную на него обязанность как на священнодействие. В то время как он выливал в стакан драгоценную влагу, добытую с таким трудом с глубин, доходивших до 2-х верст, с мостика неизбежно раздавался вопрос: „воняет?“, на что боцман отвечал каким-то тоном презрения: „воняет!“» (Врангель, 1890, стр. 392). *Так с помощью элементарнейших приемов было установлено и прослежено на всей территории глубоководной впадины одно из самых замечательных явлений, дотоле вовсе не известных науке: сероводородное заражение подавляющей части воды огромного глубоководного (свыше 2000 м) бассейна.*

Одновременно было установлено и другое обстоятельство. В глубоководной части Черного моря не оказалось глубоководной фауны того типа, который предполагал Н. И. Андрусов, но *драгировки принесли вместо нее нечто иное, не менее замечательное.* «Когда, — пишет Ф. Ф. Врангель, — после многих часов медленного выбирания троса... драга со своим содержанием, т. е. с целыми глыбами грунта, опускалась на палубу, Н. И. Андрусов принимался за промывание и процеживание драгоценной добычи через систему сит, открывая зорким взглядом натуралиста в нем такие диковины, на которые мы, профаны, не обратили бы внимания. Понятно, что для матросиков страсть Н. И. Андрусова копаться в илу должна была казаться странною особенностью. Они и называли его „штатский господин, что грязью заведует“» (там же, стр. 387).

Так вот этот «штатский господин, заведывавший грязью», располагая ограниченным числом драгировок, сумел распознать в монолитном синевато-сером илу наличие по крайней мере трех зон. Первая, или зона модиолового ила, «простирается от 30—35 саж. до глубины, вероятно, более 100 саженей. Зона эта с замечательным постоянством окружает все Черное море и представляет собою своеобразную ассоциацию животных: мелкие, нежные моллюски (*Modiola phaseolina. Scrobicularia alba*, красиво скульптированные маленькие *Trophon*, крохотные *Cerithium*), обилие мелких офиурий, масса одиночных асцидий, *Polychaeta* с илистыми трубками. Выше 35 сажен фауна приобретает характер, сходный с характером прибрежной фауны. Ниже 100 сажен органическая жизнь скоро находит свой предел и за полосою модиолового ила следует полоса преимущественно светло-серого вязкого ила, иногда с черным налетом, содержащая полуископаемые раковины *Dreissena* (*rostriformis*), *Micromelania* и др. Эта полоса приблизительно занимает крупный уступ между стосаженной линией и плоским дном глубокой котловины Черного моря (1000—1200 *м*), покрытым, насколько позволяют судить наши наблюдения, более или менее темным сине-серым илом, иногда с белыми комочками органического вещества [1], совершенно безжизненным и содержащим лишь скелеты пелагических организмов (преимущественно *Coscinodiscus*) и костяки рыб» (Андрусов, 1890б, стр. 408).

Из этих трех зон собственно современные осадки имеются только в зоне модиолового ила и ила, выстилающего плоское дно моря. На переходной полосе, вскрывающей илы с *Dreissensia*, драга принесла отложения не современной, а более ранней стадии развития Черного моря, когда

[1] Ошибка — $CaCO_3$; это было позже установлено самим же Н. И. Андрусовым. — *Н. С.*

оно было полупресным и обладало фауной каспийского типа. «Для объяснения присутствия на глубинах 200—400 сажен лиманных видов раковин, — писал Н. И. Андрусов в предварительном отчете об экспедиции «Черноморца», — остается допустить только одно предположение: эти раковины жили прежде на дне Черного моря, незадолго перед наступлением в нем современных условий и в настоящее время представляют памятники прежнего его состояния. Мне неоднократно приходилось высказывать убеждение в том, что Черное море, составлявшее в миоценовую эпоху лишь часть огромного сарматского моря, превратилось в эпоху плиоцена в огромный замкнутый бассейн с полупресною водою, в озеро-море, вроде Каспийского. Я предполагал, что в этом озере-море уцелел постепенно изменившийся остаток понтической фауны, пока, наконец, в геологически весьма позднее время, уже в потретичный период, воды Средиземного моря не проникли в область Понта, отчасти уничтожив, отчасти загнав в устья рек первоначальных его обитателей. Это предположение вполне подтверждается нахождением на дне Черного моря мертвых, полуископаемых створок *Dreissena*, *Cardium* (*Adacna*), *Micromelania*. Их присутствие в столь отдаленных друг от друга пунктах, как близ Босфора, у мыса Меганом, и между Синопом и Батумом, указывает на однообразие физических условий в Черном море накануне соединения его со Средиземным и обилие в нем жизни до глубин 500 сажен и более. Когда наступил момент соединения, то тяжелые и соленые воды Средиземья устремились прежде всего по дну Босфора в глубокую котловину Понта, а пресноватые воды Понта потекли по поверхности Босфора в Мраморное море, словом, установился тот обмен вод между Черным и Средиземным морем, который и ныне имеет место. Результатом этого явления было вымирание первоначальных обитателей Черного моря и замена их новыми пришельцами из Средиземного моря» (Андрусов, 1890б, стр. 403, 404). С этим же моментом связано появление сероводородного заражения глубинной черноморской воды, причем сероводород возник как за счет гниения серусодержащих органических веществ, так и за счет редукции сульфатов разлагающимся органическим веществом.

Так три исследователя, работавшие на море в течение всего 18 дней, с примитивными, по современным представлениям, средствами открыли принципиально новый тип морского водоема — с водой, зараженной сероводородом, и сумели одновременно приоткрыть последние страницы его геологической истории и указать механизм возникновения сероводородного заражения. Но участники экспедиции отчетливо понимали, что они сделали лишь первый шаг в познании Черного моря и что надлежит работать дальше, бóльшими силами, чтобы отчетливее разъяснить его тайны.

В 1891 г. под руководством И. Б. Шпиндлера работы были продолжены на канонерской лодке «Донец», работавшей в мае (18 рабочих дней, 72 станции), на такой же лодке «Запорожец», работавшей в августе (15 рабочих дней, 54 станции) и на шхуне «Казбек», плававшей в Азовском море с 15 по 24 мая. Задачей экспедиции было уточнение морфологии глубоководной части Черного моря, его гидрохимического режима, сборы фауны. Гидрологические работы велись С. Г. Попруженко, зоологические — А. А. Остроумовым, химические — А. А. Лебединцевым. Н. И. Андрусов не принимал участия в полевых работах, но пробы илов были переданы ему. Результатом было составление батиметрической карты бассейна, долгие десятилетия не сходившей со страниц атласов, и окончательное выяснение глубокой застойности черноморской воды ниже 200-метровой глубины; вертикальная циркуляция ограничивалась лишь верхними 200 *м*. Впервые удалось определить рост солености с глубиной от 9,81 *г/л* Cl на поверхности до 12,80 *г/л* на глубине 1185 сажен; минимальное количество сероводорода у верхней его границы оказалось 0,33 *см*^{3}*/л*, у дна — 6,55 *см*^{3}*/л*. В то же самое время А. А. Лебединцевым

Таблица 6

Сравнение черноморской и океанской вод по солевому составу (в % от суммы солей)

Водоем	$CaSO_4$	$MgSO_4$	KCl	NaCl	$MgCl_2$	$CaCO_3$	Соле-ность
Океан	3,94	6,40	1,69	78,32	9,44	0,21	34,30
Черное море	2,58	7,11	2,99	77,72	9,07 *	1,59	18,60

* 8,87 $MgCl_2 + 0{,}20$ $MgBr_2$

было показано, что черноморская вода по своему основному солевому составу близко отвечает нормальной океанской воде (табл. 6).

Что же представляют собой илы Черного моря? В публикации 1892 г. Н. И. Андрусов различает два собственно современных типа илистых отложений глубоководной зоны: синеватый неслоистый ил и ил тонкослоистый, типично представленный в драге VIII на глубине 387 сажен (к востоку от Синопа). «Во влажном состоянии этот ил имел студневидный характер и был до известной степени пластичен; сухой — он твердеет, и иногда видно, что он сланцеват и состоит из тоненьких зеленоватых и белых слоев. Зеленоватые слои состоят из глинистого материала и почти не содержат углекислой извести; белые слои порошковаты, вполне растворяются в соляной кислоте с сильным вскипанием и под микроскопом состоят из удлиненных зерен (наподобие пшеничных), поляризующих свет и иногда представляющих Х-образные двойники... Характер и строение этого рода углекислой извести указывают, что... (она. — *Н. С.*) представляет химический осадок, являющийся в результате действия CO_2 на CaS, получающийся от восстановления заключающейся в воде сернокислой извести» (Андрусов, 1892, стр. 392—393). «...Микроскопическое изучение образцов глубинного ила показывает почти во всех случаях присутствие черных мелких шариков односернистого железа, как изолированных, так и заключающихся внутри диатомовых... Это обстоятельство, по-моему, еще раз указывает на близкую связь сероводорода с органическим веществом. Сероводород и сульфид, образующиеся при гниении остатков протоплазмы, заключающейся в упавших сверху диатомовых, как прямо, так и через восстановление сульфатов действует еще внутри скорлупок на растворимые соединения закиси железа [1], обращая их в односернистое железо» (там же, стр. 394). «В более глубоких слоях глубинного ила, — замечает Н. И. Андрусов, — совершается, по-видимому, постепенный переход FeS в FeS_2, на что указывает нахождение в драгировочном материале мелких конкреций пирита» (там же, стр. 393). На мелководных станциях им отмечено «образование курьезных конкреций водной окиси железа вокруг *Modiola phaseolina* (ст. 2 и 3 «Черноморца» между Севастополем и Евпаторией) и корок на *Mytilus edulis* (ст. 15 «Черноморца»)». Генезис этих конкреций Н. А. Андрусов объяснял так: «При гниении моллюска или органического вещества раковин (конхиолина) образуются сульфиды RS, соединения Fe восстанавливаются в закисные, переводятся в удобоподвижное состояние и обращаются в FeS, выделяющийся вокруг раковин (в области активного действия процессов). Соприкосновение с кислородом, содержащимся в морской воде верхних слоев, обращает скоро это сернистое железо в водную окись железа» (там же, стр. 395). Здесь Н. И. Андрусов, очевидно, просто пересказывает схему образования железо-марганцовых стяжений в океанах, разработанную в то время Мерреем, Ренаром и другими, чьи работы ему были тогда хорошо известны.

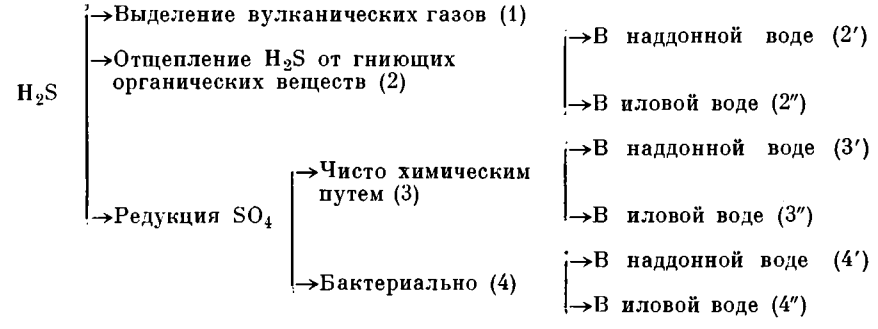
[1] «Содержащиеся в растворе в морской воде или образующиеся из соединений Fe. заключающихся в илу, действием на него морской воды» (там же, стр. 394).

Если добавить к изложенному, что Н. И. Андрусовым в статье 1892 г. дана детальнейшая характеристика органических остатков в глубоководных илах, не превзойденная до сих пор никем, то нужно признать, что ему удалось выяснить с качественной, но не количественной, стороны все главнейшие особенности глубоководных илов.

Впечатление, произведенное экспедицией «Черноморца» на океанологов и геологов, было чрезвычайно велико. Заметки об открытии огромного зараженного сероводородной водой бассейна были дважды опубликованы Киттлем и Вулдрих в «Mitteilungen der Section für Naturkunde der Österreichischen Turisten Club» (III, IV), сообщены в British Association и опубликованы в Geographical Journal, 1893, № 1 (Лондон) и даже в общей тогдашней русской печати («Русская мысль», 1891, № 4).

Представления о механизме возникновения сероводородного заражения, высказанные Н. И. Андрусовым, не нашли явных приверженцев, скорее, вызвали сомнения, которые затем породили полемику.

В истории научной мысли нетрудно заметить характерную закономерность: *если логически возможны несколько решений какой-либо проблемы, все они рано или поздно будут найдены и высказаны в литературе.* Вопрос о сероводородном заражении черноморской воды допускал не одно, а ряд решений, которые схематически можно выразить так:



Действительно, если Н. И. Андрусов сразу высказал комбинированную гипотезу (2) + (3) и считал, очевидно, главным местом генерации H_2S — дно моря, то Киттль и Вулдрих, рецензируя его статью, признали невозможным органическое происхождение сероводорода и склонны были приписать ему вулканическое происхождение (за счет сольфатар); А. А. Лебединцев считал сероводород результатом редукции сульфатов неорганическим путем (3), а Н. Д. Зелинский и Е. М. Брусиловский — за счет редукции сульфатов, но только бактериальным путем (4).

По поводу гипотезы вулканического генезиса сероводорода Н. И. Андрусов с полным основанием писал: «Нам нечего, кажется, останавливаться долго на гипотезе сольфатар; таковых ни по берегам, ни на дне Черного моря не доказано, да их присутствие не объяснило бы той правильности, которую представляет распределение сероводорода в глубинах Черного моря» (Андрусов, 1894, стр. 2). Что касается других гипотез, то состояние знаний в 90-х годах не позволило решить вопрос однозначно. Доводы конкурирующих гипотез имели качественный, а не количественный характер, что и было отмечено Н. И. Андрусовым в его завершающей статье в 1894 г. В ней же им намечена широкая программа конкретных работ по проблеме происхождения сероводородного заражения Черного моря. Решение пришло не скоро, почти через 60 с лишним лет, когда Э. А. Остроумовым и И. И. Волковым было проведено всестороннее исследование геохимии серы в черноморских отложениях; в значительной мере эти исследования реализовали программу, намеченную Н. И. Андрусовым в 1894 г.

Наблюдения над осадками Черного моря надолго привязали мысли Н. И. Андрусова к вопросам образования современных осадков. В 1893 г. он выступает с двумя статьями, касающимися образования карбонатных осадков в современных водоемах, в частности в океанах и в Черном море. Опираясь на работы Меррея и Ирвина, и других исследователей относительно процессов редукции сульфатов в иловой воде и появления в ней избыточных количеств бикарбонатов, Н. И. Андрусов приходит к заключению, что в илах в результате жизнедеятельности бактерий может возникать $CaCO_3$. «Такое же выделение $CaCO_3$ и, вероятно, в значительных количествах имеет место и в черноморском илу. Зонд нередко извлекает здесь с порядочных глубин синевато-серый ил с рассеянными в нем грязно-белыми комками, имеющими вид кусочков сала и трудно распадающимися при промывании. Под микроскопом они представляют мелкозернистую, чрезвычайно однородную массу. При высыхании делаются белыми и рассыпчатыми, вполне растворяются с шипением в соляной кислоте и представляют все признаки углекислой извести ... Само собой разумеется, что выпавшая ... $CaCO_3$ не останется долго в том виде, как она присутствует в свежем черноморском илу ..., но станет перекристаллизовываться. Первую стадию такой перекристаллизации мы видим на одном образце ила, извлеченном на драгировочной станции VIII с глубин 387 сажен ... Под микроскопом порошкообразная масса тонких слоев ($CaCO_3$. — *Н. С.*) оказалась состоящею из очень мелких поляризующих свет кристалликов, формою похожих на пшеничное зерно и нередко сросшихся в Х-образные двойники.

Все это указывает ... на возможность образования на дне моря слоев или прослоев плотного, почти аморфного известняка, обязанного своим происхождением взаимодействию CaS и CO_2. Каким термином мы должны обозначить эти известняки? Должны ли мы назвать их осадками химическими? Представляя собою результат химической реакции, происходя вне тела организмов, эти осадки, казалось бы, заслуживали ... названия чисто химических осадков, тем не менее для этого является серьезное препятствие ... Восстановление сульфатов в CaS и образование CO_2 есть результат разложения, гниения органических веществ, а это разложение, на основании современного состояния науки, обязано деятельности микроорганизмов (бактерий). С этой точки зрения, описанные осадки суть образования биогенные или, точнее, бактериогенные, подобно тому, как и сера, выделяющаяся в серных ключах при помощи *Beggiatoa*, является также образованием бактериогенным» (Андрусов, 1894, стр. 136).

Так, задолго до работ Г. Дрью (Drew, 1914) и Г. А. Надсона (1903) Н. И. Андрусов, опираясь на анализ черноморских отложений, выделил особый генетический тип бактериогенных известняков. И когда впоследствии (в 1927 г.) А. Д. Архангельский, описывая глубоководные черноморские осадки, прямо называл содержащийся в них кальцит бактериогенным (а позже — дрьюитом, в честь Г. Дрью), он не был пионером в такой трактовке вопроса, а следовал за высказываниями Н. И. Андрусова, опубликованными 24 года назад [1].

Заканчивая характеристику исследований черноморских илов, добавим, что Я. В. Самойловым и А. А. Титовым в 1917 г. было проведено химико-минералогическое изучение железо-марганцовых стяжений Черного моря, и последние сопоставлены со стяжениями Балтийского и Белого морей, а также океаническими. Вырисовывалась гораздо бóльшая роль в их составе Fe и меньшая — Mn, чем в океанических стяжениях.

---

[1] Непонятно только, почему этот бактериогенный кальцит был назван им в честь английского, а не русского ученого, впервые указавшего его бактериогенную природу.

Генезис остался нерасшифрованным. Позже А. А. Титовым был описан пирит из осадков Черного моря и дан его химический анализ.

Итак, в 90-х годах XIX в. русским исследователям посчастливилось открыть интереснейший морской бассейн, который своеобразием своим ставил много вопросов крупного теоретического значения. В те поры вопросы эти только ставились, но позже стали находить и ответы, и Черное море стало объектом, на котором постепенно разрабатывались многие проблемы теории современного литогенеза. В этом отношении оно оказалось объектом первостепенного значения.

2. «Грязевые» отложения черноморских лиманов и соляных озер

В последние 12 лет XIX в. и в самом начале XX в. широкое внимание привлекли к себе так называемые грязевые отложения черноморских лиманов и соляных озер, использовавшиеся в качестве прекрасного бальнеологического средства. Наиболее известными были «грязи» Хаджибейского и Куяльницкого лиманов близ Одессы, почему именно в Одессе и был тогда сосредоточен центр изучения этих образований. В исследование были вовлечены врачи, химики, микробиологи, петрографы. Задачей было выяснить генезис грязи и процессы ее формирования. Наиболее видное место принадлежало тогда работам профессора А. А. Вериго, который резюмировал свои взгляды на грязеобразование следующим образом. «В озерах и лиманах, — писал он, — на песчано-глинистом дне, под покровом рапы отлагается гнездами и сплошною массою особая пластичная, черного цвета среда, непрерывная как жидкость, но консистентная и вязкая — среда коллоидная, составляющая особый характерный бальнеологический материал — целебную грязь.

Глинистые частицы, мелкий песок и обломки раковин составляют остов, в котором отлагается коллоидная масса. Материал для нее содержится в лиманной рапе и приносится также извне.

Он состоит из соляной массы со значительным содержанием *железа* и *органического* животного и растительного *вещества,* происходящего из фауны и флоры, развивающихся как в самом лимане, так и на его берегах.

Весь этот материал проникает в промежутки песчано-глинистого остова, выполняет их и облекает отдельные твердые частицы.

Такая масса является плотною, жесткою, с резким проявлением нарушающих ее однородность кварцевых зерен и обломков раковин. Глубокое изменение в этой массе, превращение ее в коллоид совершается вследствие развития жизнедеятельности бактерий, этих микроскопических аккумуляторов силы.

Наиболее важным моментом возникшей бактериальной жизнедеятельности является образование из азотистых веществ аммиака и аминных оснований и развитие сернистого водорода. Из сделавшейся щелочною среды при содействии сернистого водорода выделяется чрезвычайно объемистая, вполне однородная пластичная черная масса, коллоид гидрата сернистого железа. Она *проникает* во все тончайшие поры песчано-глинистого остова, охватывает все его мельчайшие частицы, *подвешивает* их и *вводит* в свою непрерывную среду, *впитывающую* всю жидкость и находящиеся в растворе минеральные и органические вещества. Прежний объем массы сильно разросся, минеральные частицы повисли в мягкой пластической среде» (Вериго, 1898).

Таким образом, по А. А. Вериго, суть образования грязи заключается в возникновении чрезвычайно объемистой, богатой водой коллоидной массы сернистого железа, которая по своему объему далеко превышает

исходное минеральное вещество и держит его как-бы во взвешенном состоянии. Фактором же, порождающим этот коллоидный субстрат, является бактериальный мир.

Аналогичных взглядов, с некоторыми вариациями, придерживались и многие другие исследователи грязей — главным образом химики и врачи (В. Филиппович, Е. М. Брусиловский, Н. Д. Зелинский, Л. А. Зильберберг, В. Е. Предтеченский и др.). У всех на первый план в образовании грязей выдвигались бактерии, генерировавшие коллоидный моносульфид железа. В этих представлениях, однако, был один существенный недостаток: отсутствовало петрографическое исследование черного ила, или «грязи». Этот пробел был восполнен петрографическим исследованием грязей Куяльницкого и Хаджибейского лиманов, выполненным М. Д. Сидоренко (1901). Оно дало весьма интересные результаты. «Бóльшая часть поверхности дна (Хаджибейского) лимана, — пишет он, — ... покрыта мягким илом черного, серого, темно-серого, светло-серого и желтого цвета...» Из всех них наиболее распространен черный ил. «Взятый из глубокого места против Холодной балки, черный ил представляет собою мягкую, очень липкую массу с щелочной реакцией и с запахом сероводорода. Микроскоп обнаруживает, что в состав свежего ила входит главнейшей по количеству составной частью сероватая глина, содержащая в себе, как пигмент, многочисленные черные частицы, зернышки и форменные элементы. Количество этих включений в черном илу столь большое, что он невооруженному глазу кажется окрашенным в равномерно черный цвет. Эти черные вкрапленники представляют собою то хлопьевидные тельца, то псевдоморфозы облепления (? — *Н. С.*) по зернам кварца, главным образом, и по зернам и пластинкам других минералов, а также по осколкам раковин. В этом илу еще наблюдаются в микроскоп почерневшие от гниения органические остатки, ... зерна полевого и известкового шпатов, листочки мусковита, а также корродированные кристаллики гипса ... Совершенно подобное строение черного ила и с такими же свойствами наблюдалось и в Куяльницком лимане» (Сидоренко, 1901, стр. 109, 110). Черное красящее вещество — $FeS \cdot H_2O$ — М. Д. Сидоренко предлагал назвать гидротроилитом. Серые илы разных оттенков возникли в результате окисления черного ила и разрушения гидротроилита.

М. А. Егунов опубликовал анализ хаджибейской грязи, согласно которому «механическое строение 100 частей сухой нерастворимой в воде части хаджибейской грязи следующее: крупный песок — 0,03%, средний — 0,70, мелкий — 1,80, пылеобразный 2,00; тончайшие частицы глины, окиси железа и глинозема — 85,47%» (Егунов, 1897—1898, стр. 158).

М. Д. Сидоренко пишет, что эти данные названного исследователя, «опровергают существующее мнение, что пластичность и мягкость лечебной грязи зависит исключительно от присутствия в ней коллоидальных гидратов сернистого железа и окиси железа и что все ингредиенты грязи (песок, ракушка и глина) подвешены в вышеназванных коллоидах ...». В действительности, «наибольшей по количеству составной частью лечебной грязи (черного ила) является глина, обусловливающая своим присутствием мягкость, липкость и пластичность черного ила» (Сидоренко, 1901, стр. 110).

«Сернистое железо, — резюмирует М. Д. Сидоренко, — распространено в подводных отложениях Куяльницкого, Хаджибейского, ... Сухого (Клейн-Либентальского) лиманов, в прибрежной полосе Черного моря у Пересыпи, в окружающей эти бассейны еще влажной полосе; затем оно наблюдается под покровом сухой серой глины и серого песка во многих пунктах Пересыпи; далее оно распространено в береговых буграх, косах, как еще находящихся в воде лиманов, так и в косах и отмелях, уже вы-

шедших из-под уровня воды вследствие усыхания лиманов (в буграх, косах и отмелях этим веществом облеплены раковины, кости, валуны, гальки и песчаники); сернистое железо легко образуется из бурой окиси железа в различных углублениях прежнего дна лиманов, занятых временно атмосферическими водами и в канавах, выкопанных для разных целей и наполняемых теми же водами. Материалом для генезиса сернистого железа в лиманах служат, с одной стороны, окислы железа, частью приносимые с суши как таковые, частью являющиеся в продуктах разложения железосодержащих силикатов лиманного ила, с другой — сероводород и, может быть, сернистые металлы, образующиеся как следствие разложения органических веществ и сульфатов при участии бактерий» (там же, стр. 18). «Вообще необходимо заметить, что везде в лимане, где лежат черные вонючие (от присутствия сероводорода) горные породы, скопляются органические остатки растительного (водоросли) и животного (ракушки, комариные трупы и пр.) происхождения. О несметном количестве комариных трупов можно судить по следующим двум фактам, наблюдавшимся мною летом 1898 г. При переезде лодки через лиман можно было увидеть, что водная поверхность у обоих берегов сплошь покрыта мертвыми комарами, отчего при заходящем солнце эта поверхность была совершенно бурой; в середине лимана комариных трупов значительно меньше: они относятся к берегам. Затем возле Морозовской косы вдоль всего ее протяжения был скоплен слой комариных трупов толщиною больше фута и шириною в несколько сажен» (там же, стр. 100).

Весьма любопытны были также экспериментальные исследования микробиологов, особенно М. А. Егунова (1897) и Г. А. Надсона (1903). В многочисленных опытах, проведенных ими, вскрылось несколько существенных моментов, важных и для литологии. Прежде всего, *бесспорно биологическое происхождение гидротроилита.* Если серый (уже окисливший) ил был стерилизован и затем оставлен в пробирке на неопределенно долгое время, то он оставался без изменений и не чернел. Но если в тот же серый ил вносилось хотя бы немного свежего черного ила, очень быстро наступало почернение, а порой и вся проба превращалась в черный ил, т. е. развивалось сероводородное брожение и возникал гидротроилит. Г. А. Надсону в черном илу Вейсова озера (Славянский уезд, Донбасс) удалось обнаружить 7 форм, каждая из которых выделяла при разрушении белковых соединений сероводород и аммиак и генерировала черный ил; из них 4 формы — бактерии (*Bacillus mycoides* Flügge, *Proteus vulgaris* Hauser, *Bacterium albo-luteum* Nads. и *Bacillus salinus* Nads.), 3 — лучистые грибки (*Actinomyces albus* Gasperini, *Actinomyces* Nads., *Actinomyces roseolus* Nads.). Все эти формы, однако, аэробные. Все они «наилучше развиваются при полном доступе кислорода воздуха. Без кислорода, в атмосфере азота, развитие всегда идет медленнее или его нет совершенно, лучше других развивается в этих условиях *Proteus vulgaris* (Надсон, 1903, стр. 70). «В чистых анаэробных культурах двух сапрогенных бактерий — *Proteus vulgaris* и *B. mycoides*, в присутствии разлагающегося белкового вещества, именно пептона, гипс восстанавливается и дает сероводород» (там же, стр. 79). Но процесс «восстановления сульфатов и образования H_2S есть результат *не непосредственного* воздействия бактерий на сульфаты, а лишь косвенного влияния: реакция происходит в силу химической необходимости взаимодействия между растворенными в воде сульфатами и водородом, продуктом жизнедеятельности бактерий» (там же, стр. 81).

Возникает естественный вопрос: а нет ли бактерий, способных к непосредственному восстановлению сульфатов? Такая «бактерия, — пишет Г. А. Надсон, — была открыта и исследована М. В. Бейеринком и названа им *Spirillum desulfuricans.* Какова доля ее участия „в сероводородном брожении“ — совершенно неизвестно», но по предположению Г. А. Надсона,

«не может считаться особо существенной, а лишь второстепенной» (там же). Как мы знаем теперь, дело обстоит как раз наоборот, именно бактерии-десульфатизаторы, типичные анаэробные, и являются главными агентами в генерации сероводорода.

Очень важными для литологии были наблюдения за большой подвижностью $FeS \cdot H_2O$ в опытах. Когда пробирка с серым илом заражалась ничтожным количеством черного ила, не только чернел зараженный ил, но гидротроилит проникал и в воду, стоящую в пробирке над илом, осаждался на стенках пробирки, образуя черные кольца. Когда же гидротроилит достигал поверхности налитой в пробирке воды, на этой поверхности начиналось его окисление и превращение в бурую окись: возникала бурая пленка, разраставшаяся вниз. Варьируя условия опыта, М. А. Егунов и Г. А. Надсон получили много интересных и сложных картин, основным смыслом которых была необычная легкость превращения одной формы железа в другую и легкость пространственных передвижений их, особенно сероводорода. Эти наблюдения создавали надежную опору для правильного истолкования превращения бурых илов лиманов в серые, серых — в черные и наоборот, что мы и видели уже в работах М. Д. Сидоренко.

И, наконец, третье существенное, что давали для литологии микробиологические работы, это констатация, что в их опытах наряду с FeS (и гидроокисью) в пленках принимали участие кремнезем, кальцит и даже (в опытах Г. А. Надсона) $MgCO_3$ и возникали карбонатные тельца кальцита или известковистого доломита и их X-образные двойники, аналогичные тем, какие Н. И. Андрусов нашел в черноморских илах. Добавляя к растворам в пробирках кислородные или хлоридные соли Co, Cu, Cd, Ni и некоторых других, М. А. Егунов получил их сульфиды. Это означает, что жизнедеятельность микроорганизмов, как писал Г. А. Надсон, «вызывает биохимические процессы, вовлекающие в великий *круговорот* не только органогены, т. е. C, H, O и N, но и другие ... элементы — S, Fe, Si, Ca» (там же, стр. 83), а также и микроэлементы, содействуя генерации их обособленных минералов.

Обобщая накопившиеся к тому времени материалы, Г. А. Надсон писал: «Образование и отложение осадков черного ила происходит в природе в огромных размерах. Он отлагается на дне многих озер — пресных и особенно соленых, на дне южнорусских лиманов, на дне Черного моря. Более того ... экспедиция «Челленджера» ... показала, что отложения черного, или, как чаще зовут его на Западе, синего ила, «blue mud», опоясывают подножия континентов на громадном протяжении. Всю площадь морского дна, покрытую этим илом, Меррей и Ренар исчисляют в 14 500 000 кв. миль. Это грандиозное протяжение может дать надлежащее представление о силе и значении в природе тех биохимических процессов, результатом коих является образование этого ила» (там же, стр. 87, 88). Поэтому отложения $FeS \cdot H_2O$, карбоната кальция, доломитизированного известняка Надсон именует по своему происхождению микробиогенными отложениями.

Как видим, мысли этого исследователя шли в том же направлении, что и представления Н. И. Андрусова. Для обоих *изучение илов Черного моря, лиманов и озер открыло новый грандиозный, ранее скрытый от глаз исследователя литогенетический процесс, обусловленный воздействием микроорганизмов (и, в частности, бактерий) на минеральный мир.* Можно сказать, что трудами Н. И. Андрусова, М. А. Егунова, Г. А. Надсона закладывались основы будущей биогеохимической концепции.

3. Осадки Каспийского моря

Черное море с его сероводородным режимом и «грязевыми» лиманами было совершенно уникальным объектом, привлекшим к себе всеобщее внимание; Каспий с его Кара-Богаз-Голом оказался также бассейном, весьма своеобразным и не имеющим аналогов.

Своеобразие его заключается в том, что, хотя по размерам своим Каспий представляет собой настоящее море, по солености (около 1,2% в южной части и около 1% — в северной), а также по составу солей вода его существенно отличается от нормально морской (табл. 7; фиг. 3).

Таблица 7

Химический состав (в %) соляной массы вод Волги, Каспийского и Черного морей (по А. А. Лебединцеву, 1902)

Соль	Количество солей на 100 частей сухого остатка				
	Вода р. Волги			Вода	
	У Самары	у Сарепты	у Астрахани	Каспия	Черного моря
NaCl	28,9	28,9	33,06	62,15	77,72
$MgSO_4$	9,7	15,0	15,7	**23,58**	7,11
$MgCl_2$	—	—	—	4,47	8,87
$CaSO_4$	52,1	47,6	42,8	**6,92**	2,58
KCl	—	—	—	1,21	2,99
$MgBr_2$	—	—	—	0,07	0,20
$CaCO_3$	5,9	6,7	6,9	1,24	1,59
Удельный вес	—	—	—	1,0104	1,0149
Сухой остаток	0,02157	0,02401	0,02870	1,26	1,86
Количество сухих солей на 100 частей NaCl					
NaCl	100	100	100	100	100
$MgSO_4$	**35,5**	**51,9**	**47,5**	**37,94**	**9,14**
$MgCl_2$	—	—	—	7,19	**11,42**
$CaSO_4$	180,2	161,2	129,5	**11,13**	3,32
KCl	—	—	—	1,199	**3,85**
$MgBr_2$	—	—	—	0,11	0,26
$CaCO_3$	20,4	23,2	20,7	1,99	2,04

Как видно из приведенных цифр, для Каспия характерны резко повышенные содержания сульфатов магния и кальция и пониженные — хлоридов натрия, магния, калия. Причиной отличий является состав речных вод, питающих Каспий: в них также резко повышено содержание сульфатов, особенно $CaSO_4$ (Лебединцев, 1902).

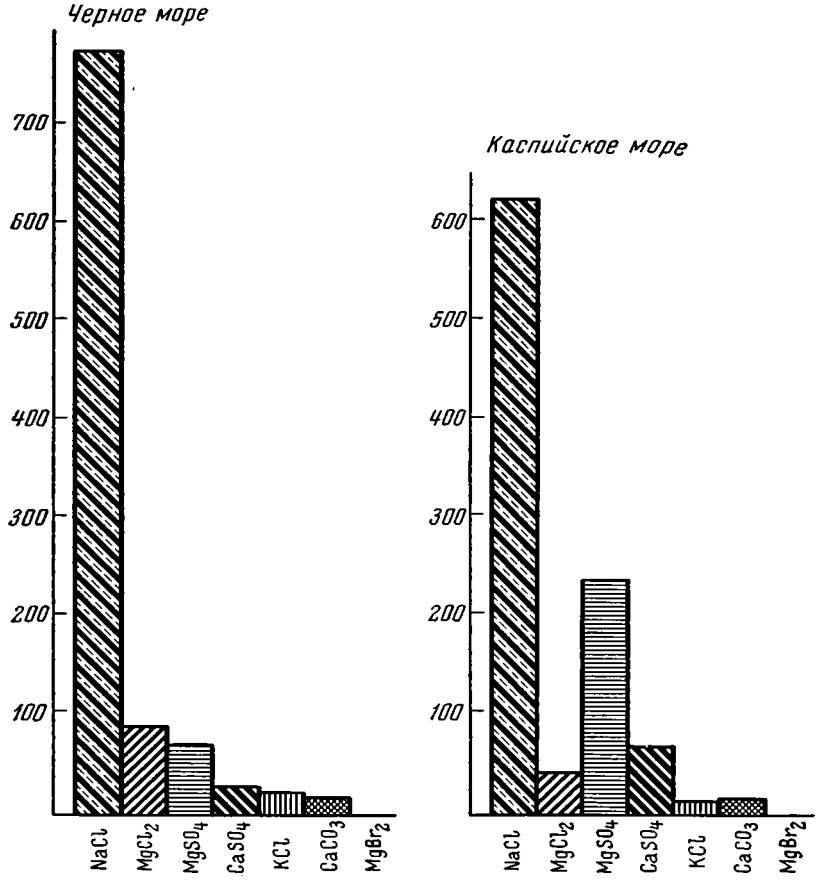
Исследование содержания кислорода в водах Южного Каспия, вплоть до глубин 400 *м* показало его постоянное наличие, хотя и существенную убыль от поверхности ко дну: от 6,36 *см*^{3}/*л* на поверхности до 3,43 *см*^{3}/*л* на глубине 400 *м*. Позже в 1904 г. А. А. Лебединцевым было обнаружено дальнейшее снижение количества O_2 в более глубокой зоне котловин Каспия и даже наличие сероводорода, начиная с глубин свыше 700 *м*. Таким образом, и Каспийское море оказалось бассейном с сероводородной водой у дна его южной котловины, только мощность сероводородного слоя здесь гораздо меньше, чем в Черном море, да и концентрация намного ниже. Причиной сероводородного заражения в Каспии является стратификация воды по удельному весу и ограниченная вертикальная циркуляция ее.

Осадки Каспия в конце XIX—начале XX вв. изучались очень слабо, и представления о них были весьма общими. На карте А. Делесса (Delesse, 1871), основанной на навигационных данных и изображающей лишь се-

верную, мелководную часть моря, показано огромное поле песков, занимающих почти всю площадь Северного Каспия; в это поле вкраплены скопления ракушек и песка с ракушкой; при переходе к Среднему Каспию появляются илы. Несколько позже, в 1876—1877 гг., Р. А. Гримм, работавший в Среднем и Южном Каспии, выяснил наличие двух глубоких впадин, одной в Среднем, другой — в Южном Каспии, соединенных узким желобом, проходившим поперек Апшероно-Красноводского вала; одновременно он изучил распределение по глубинам моллюсковой фауны и выделил в ней три зоны, или яруса.

Верхний ярус охватывает глубины от 0 до 32 *м*. Зона отличается обилием питательных веществ в виде водорослей, диатомовых, инфузорий, «перегноя» и пр. Грунт — песок и камень, реже глина, тина, ракуша большей частью битая, дресва. Типичными обитателями среди моллюсков являются *Hydrobia stagnalis*, *Neritina liturata*, *Bithynia eichwaldi*, *Cardium longipes*, *C. edule*, *C. trigonoides*, *Dreissensia polymorpha*, три вида *Adacna*, *Dreissensia caspia*.

Средний ярус располагается между 32 и 128 *м*. Количество питательных веществ менее обильное; они состоят главным образом из диатомовых и разлагающихся тел умерших животных. Грунт — преимущественно ракуша, большей частью целая, с примесью ила, реже один ил, последний «часто с сильным и неприятным запахом» (Гримм, 1877,



Фиг. 3. Особенности состава черноморской и каспийской воды (по А. А. Лебединцеву)

Количество солей (в *мг*) в 1 *кг* соляной массы

стр. 105). Главные обитатели: *Lithoglyphus caspius*, *Dreissena brardii*, *Cardium pyramidatum*, *Neritina schilzi*, *Hydrobia spica*, частью *Dreissensia rostriformis*.

Нижний ярус охватывает глубины от 128 до 320 *м*. Преобладающий осадок — ил, также с сильным и неприятным запахом, местами попадается ракуша, характерная для этого яруса: *Dreissensia rostriformis*, *Planorbis micromphalus*, *Hydrobia dimidata*, частью *Hydrobia caspia*.

«Дальше за пределами 150 сажен (320 *м*), — пишет Р. А. Гримм, — мрачный, студеный ил необитаем ни понто-арало-каспийскими ... и никакими другими моллюсками, а только немногими ракообразными, пришельцами с Крайнего севера, из Ледовитого океана» (там же). Таким образом, подавляющая часть дна Среднего и Южного Каспия занята неприятно пахнущим то серым, то черным илом. «Он значительной толщей стелется по дну всего глубокого моря; лежит незыблемой пеленой на 200, 400, 500 сажен ниже поверхности моря. Только незначительный краешек (его. — *Н. С.*) на глубине до 150 сажен обитаем моллюсками, и этот край как в Южном, так и в Северном Каспии тянется большей частью узкой и сильно наклонной полоской, лишь кое-где образующей небольшие площадки» (там же).

Эти сведения о каспийских осадках, как видим, весьма небогаты и остались такими до конца описываемого периода.

4. Осадки Кара-Богаз-Гола

Гораздо интереснее и значительнее по результатам была история изучения Кара-Богаз-Гола. Она являет собой интересный пример того мифотворчества, какое нередко проявляется в разных ветвях наук, особенно — в геологии.

Долгое время, не имея точных определений солености Карабогазского залива и не располагая данными по грунтам центральной его части, исследователи заменяли эти данные гипотезами, высказываемыми, однако, довольно решительно. После посещения в 1847 г. Кара-Богаз-Гола лейтенант Жеребцов, объехавший лишь побережье залива и доставший лотом лишь одну пробу, заявил, что «грунт весьма замечательный — соль! А под ним известковая глина». Это утверждение приобрело широкую огласку и Кара-Богаз-Гол стал отныне считаться единственным современным морским солеродным бассейном. Правда, Г. Абих, проанализировавший образец осадка, привезенный Жеребцовым, показал, что он состоит «из сернокислой извести с небольшой примесью поваренной соли», но это осталось как-то незамеченным, и К. Оксениус, излагая в 1877 г. свою теорию образования соляных залежей, приводит в подтверждение ее именно Кара-Богаз-Гол. «Одним из лучших подтверждений правильности предложенной гипотезы, — пишет он, — является солеобразование в Карабогазском заливе... В Карабогазе не обитает никаких животных, дно покрыто пластом соли неопределенной мощности» (Ochsenius, 1877, стр. 22, 23).

Е. Тице (Tietze, 1877) также рассматривает Кара-Богаз-Гол как современный пример морского отложения соли. То же повторено в учебнике химической и физической геологии И. Рота и в учебнике петрографии Ф. Циркеля. Таким образом, вопреки анализам Абиха, голословное утверждение Жеребцова превратилось в незыблемый факт, вошедший в учебные руководства. Но этим мифотворчество относительно Кара-Богаз-Гола не исчерпывается. Во время работ Р. А. Гримма ему были доставлены две бутылки воды Кара-Богаз-Гола, собранные казаками по приказанию генерала Ломакина. В 1878 г. карабогазская вода была проанализирована в г. Юрьеве (Тарту) проф. К. Шмидтом. По опи-

санию К. Шмидта, на дне обеих бутылей находились прекрасно образованные кристаллы от 2 до 3 *мм*, которые после высушивания и легкого обмывания водой оказались чистой поваренной солью без следов KCl, $CaSO_4$ или $MgSO_4$. Вода, соответственно этому, оказалась насыщенным маточным рассолом, в котором не было следов кальция, напротив, содержались $MgCl_2$, NaCl, KCl, RbCl и $MgBr_2$. Этот анализ как будто подкреплял и оправдывал уже укоренившуюся трактовку Кара-Богаз-Гола как морского солеродного бассейна. Однако, как выяснилось почти через четверть века, казаки, несомненно, брали воду не из Кара-Богаз-Гола, а из одного из массы самосадочных больших озер, которые путешественник, подъезжающий к заливу с юга, встречает еще на далеком расстоянии от Кара-Богаз-Гола. «При отсутствии точных данных для ориентировки, — пишет А. А. Лебединцев, — путешественнику трудно решить, имеет ли он дело с Кара-Богаз-Голом или с близлежащими озерами, особенно казакам, усталым после пробега верхом 200 верст и при перспективе возвращаться назад» (Лебединцев, 1902, стр. 111).

Серьезное изучение Кара-Богаз-Гола началось только с 1894 г., когда министр земледелия поручил Н. И. Андрусову начать исследование этого залива. Побудительной причиной было выяснить: насколько целесообразно устройство плотины, отгораживающей этот залив от Каспия в целях предотвращения массовой гибели рыбы, заплывающей в залив. К сожалению, при переходе из Астрахани к Кара-Богаз-Голу бот, предназначенный для объезда этого залива и буксировавшийся пароходом общества «Кавказ и Меркурий», был оторван сильным волнением и, таким образом, Н. И. Андрусов не смог выполнить задания, ограничившись изучением пролива, соединяющего Каспий с заливом.

В 1897 г. Министерством земледелия была снаряжена новая экспедиция, в которую входили гидролог И. Б. Шпиндлер, геолог Н. И. Андрусов, зоолог А. А. Остроумов, химик А. А. Лебединцев. Обследование залива началось в мае, закончилось в июне. Экспедиционное судно «Красноводск» несколько раз пересекало залив, было собрано большое количество проб воды и осадков, обработка которых впервые выяснила истинные черты карабогазской седиментации. «Грунт по всему проливу, — пишет А. А. Лебединцев, — составляет серый песок с небольшим количеством ила, лишь изредка черный песок и очень редко песок, ил и ракушка (у входа в залив, между островами). Силою течения этот грунт отчасти уносится и перекатывается. Более мелкие частицы ила и песка, а также органического вещества уносятся течениями дальше в залив и, согласно веерообразному ... направлению течений, занимают некоторую площадь вблизи пролива, тянущуюся к северу и югу более или менее узкой полосой вдоль берегов.

Центральную часть занимает район с отложениями, более или менее мощными (мощность во всяком случае превышает 1 фут), глауберовой соли. К границам этого района слой соли уменьшается, и, наконец, в расстоянии 7—20 миль от берега обнаруживается гипсовая подстилка; у берегов и у пролива к гипсу примешивается серый ил и иногда песок. Район дна с отложениями глауберовой соли удален от берегов не везде равномерно. От западного берега он отстоит на 9—14 миль, от северного — 24—26 миль и от юго-западного на 13 миль. Кроме того, вблизи северного берега найдено два пятна с глауберовою солью мощностью менее фута» (Лебединцев, 1902, стр. 116, 117).

Состав кристаллов глауберовой соли таков: Na_2SO_4 — 98,20%, NaCl — 0,89%, $MgSO_4$ — 0,40%, $CaSO_4$ — 0,10%, гигроскопической воды — 0,34%.

Гипсовая корка на дне Кара-Богаз-Гола довольно плотная, состоит из мелких кристаллов сравнительно чистого гипса. Анализ высушенного над серной кислотой гипса показал: $CaSO_4$ — 78,07%, $CaCO_3$ — 1,00%, H_2O — 20,40%.

«Образцы карабогазской глауберовой соли, — пишет А. А. Лебединцев, — вместе с небольшим количеством воды, часто смешанной с водою верхних слоев, при выбирании храпа либо драги были помещены в стеклянные широкогорлые банки с притертыми пробками, двухфунтовые по емкости ... Здесь осадок кристаллов занимал слой до 13 *см*, а вода над ним сантиметров 5. Иногда вместе с кристаллами попадали и корки гипса, иногда — зеленые хлопьеобразные водоросли Cyanophyceae.

При стоянии слой кристаллов слеживался в довольно твердую массу, над которой при охлаждении даже в комнате образовывались зимой новые удобоподвижные кашеобразные кристаллы. При этом высота кристаллов достигала 4 *см* и почти все содержимое банки затвердевало. Летом либо при искусственном нагревании эти кристаллы растворялись. Можно предположить, что и в самом Кара-Богаз-Голе нижние, давно образовавшиеся слои глауберовой соли тоже слежались и представляют более или менее плотные слои мирабилита, на поверхности же образуется каша кристаллов не сросшихся, ибо она то растворяется летом, то снова выпадает зимой, причем растворяющееся количество меньше того, какое раньше осадилось, благодаря все-таки постепенно нарастающей солености Кара-Богаз-Гола. Таким образом, всякий год прибавляется некоторое количество к слежавшемуся уже слою, как к запасу, и происходит нарастание мощности залежи» (там же, стр. 120, 121). Эти свои заключения А. А. Лебединцев подтвердил детальным сопоставлением состава каспийской и карабогазской воды на разных уровнях последней (табл. 8).

Таблица 8

Сравнение по составу (в %) каспийской воды и карабогазской рапы в ее верхних 3 *м*

Удельный вес и состав	Рапа Кара-Богаз-Гола	Вода Каспия	Удельный вес и состав	Рапа Кара-Богаз-Гола	Вода Каспия
Уд. вес при 17,5° С	1,1360	1,0104	Na	4,183	0,310
Cl	8,234	0,529	K	0,132	0,0077
SO_3	2,128	0,251	Br	0,012	0,0007
Mg	1,158	0,073	CO_3	0,016	0,008
Ca	0,093	0,033			

Так как содержание NaCl в карабогазской воде всего 10,639%, она «далека от предела пересыщения ее поваренной солью даже при низких температурах, наблюдающихся зимой (около +2° С) на поверхности залива у берега», и потому NaCl (не говоря уже о $MgCl_2$) принимать участия в садке твердых фаз не может, что и подтверждается пробами осадка из центральных частей залива.

Чтобы выяснить, какие же солевые компоненты действительно могут осаждаться, А. А. Лебединцев вычислил коэффициенты концентрации их по отношению к 100 частям хлора (табл. 9).

Как видим, карабогазская рапа обеднена относительно каспийской сульфатами кальция и натрия. Расчет показывает, что изменения в соотношениях можно объяснить «выпадением из каспийской воды, попадающей в Кара-Богаз-Гол и там концентрирующейся, 17,49 частей $CaSO_4$ и 24,14 частей Na_2SO_4, тогда как количество хлора остается неизменным» (там же, стр. 91).

Само выпадение глауберовой соли идет по реакции:

$$MgSO_4 + 2NaCl \rightleftarrows Na_2SO_4 + MgCl_2.$$

Но эта садка имеет место лишь зимой, при охлаждении карабогазской воды, летом же мирабилит снова растворяется, отчего придонная вода,

Таблица 9

Коэффициенты концентрации компонентов рапы по отношению к хлору

Компоненты рапы	Ст. 44 41°18′ с. ш. 3°13′ в. д.	Ст. 45 41°22′ с. ш. 3°17′ в. д.	Ст. 65 41°52′ с. ш. 3°15′ в. д.	Среднее для Кара-Богаз-Гола	Каспийское море у Карабогазского пролива
Cl	100	100	100	100	100
$\frac{SO_3 \times 100}{Cl}$	25,84	26,25	25,95	**26,0**	47,35
$\frac{MgO \times 100}{Cl}$	23,29	23,80	22,95	23,34	22,93
$\frac{CaO \times 100}{Cl}$	1,57	1,65	1,63	**1,61**	8,80
$\frac{Na \times 100}{Cl}$	50,74	—	—	**50,74**	58,56

начиная с 5 *м*, оказывается более соленой и тяжелой, что и было на деле констатировано А. А. Лебединцевым.

«Итак, — заключает А. А. Лебединцев, — современная масса воды Кара-Богаз-Гола представляет собою именно то химическое равновесие, какое могло получиться путем испарения или сгущения почти в 20 раз воды Каспия и выпадения, при подходящих условиях сначала гипса, а потом, после обратной реакции между NaCl и $MgSO_4$, и глауберовой соли. Помимо характера осадков, уже самое сравнение состава соляных масс и концентраций вод Кара-Богаз-Гола и питающего его Каспия дает этому полное подтверждение» (там же, стр. 94).

Исходя из представления о том, что для образования солености Кара-Богаз-Гола, установленной в 1897 г., требуется испарение объема каспийской воды, двадцатикратно превышающего объем Кара-Богаз-Гола, А. А. Лебединцев сделал попытку вычислить возможную мощность соленых и гипсовых отложений в Кара-Богаз-Голе. При современной (т. е. в 1897 г.) скорости течения в проливе доставка 20-кратного объема воды требует 110 лет. «Объем осевшего за это время на дно гипса составит 1 273 084 346 $м^3$, а мирабилита — 6 867 900 000 $м^3$. Так как гипс покрывает всю площадь залива, то можно считать, что при указанном его объеме и площади дна в 18 346 453 599 $м^2$ слой его не превышает за 110 лет 7 сантиметров. Для глауберовой соли, принимая во внимание, что она занимает лишь $^1/_5$ часть всей поверхности дна, мощность должна быть ... около 1,872 *м*» (там же, стр. 129).

Добавим, что А. А. Лебединцевым, помимо изучения осадков и солевого состава карабогазской воды, были выполнены первые определения растворимости в ней кислорода, сероводорода и аммиака, а также суммы всех форм CO_2. Оказалось, что кислорода в среднем в карабогазской воде всего 1,33 $см^3/л$, т. е. понижено в 4 раза против его содержания в поверхностной воде Каспия и водах морей и океанов. Сероводород удалось определить в маточном рассоле из-под кристаллов гипса и водорослей на ст. 16 с глубины 33 футов (11 *м*); станция располагается на границе района залегания глауберовой соли. В литре маточного рассола (т. е. собственно иловой воды) найдено 0,358 $см^3$ сероводорода. Придонная вода с глубины около 11 *м* также слабо пахнет сероводородом, и его оказалось здесь 0,230 $см^3$. «В этом отношении, — пишет А. А. Лебединцев, — это явление в Кара-Богаз-Голе в несколько меньшем размере напоминает то явление сероводородного брожения, какое имеет место в Черном море начиная с глубины 100 саж. ко дну» (там же, стр. 107) и,

добавим, в Каспии с глубин 700 *м*. Аммиак находится в карабогазской воде в обычных количествах, количество же угольной кислоты, связанной, полусвязанной и свободной, в карабогазской воде по сравнению с каспийской увеличивается более чем в $2^1/_2$ раза (от 0,0631 до 0,1832 *г*).

Так, в результате всего одномесячной экспедиции был выяснен как истинный характер седиментации в Кара-Богаз-Голе, так и сущность протекающих в нем физико-химических процессов. Оказалось, что «как по размеру садки, так и по оригинальным гидрографическим, физико-химическим и метеорологическим условиям этот водоем не имеет себе подобного на свете, особенно если принять во внимание его размеры, глубину, непосредственное соединение с Каспием и, наконец, полную пригодность для судоходства» (там же, стр. 126).

Дальнейшие исследования Кара-Богаз-Гола за описываемый период только детализировали ту суть карабогазской седиментации, какая была выяснена работами А. А. Лебединцева. В частности, в 1909 г. по инициативе Н. С. Курнакова была организована новая экспедиция в Кара-Богаз-Гол, которая подтвердила предсказания А. А. Лебединцева, что в осенне-зимний период из рассолов залива, охлажденных до +5° С и ниже, выкристаллизовывается мирабилит; рапа, приобретающая в это время кашеобразную консистенцию, в огромных массах выбрасывает мирабилит на берег. В весенне-летнее время эти выбросы и бóльшая часть мирабилита, оставшегося в заливе, растворяются. Впервые наглядно было установлено наличие в Кара-Богаз-Голе отчетливо выраженных годичных гидрохимических циклов.

5. Аральское море и его осадки

Аральская вода неоднократно анализировалась рядом исследователей в конце XIX в. и в начале XX в., так что общий характер ее в то время был достаточно выяснен (табл. 10).

Таблица 10

Состав (в %) аральской воды в разных пунктах ее отбора
(из работы Л. С. Берга, 1908)

Компонент	По Шмидту	По Пратцу	По Степанову
$CaSO_4$	12,38	11,36	14,98
$MgSO_4$	27,32	24,22	25,87
KCl	1,00	2,56	2,01
NaCl	57,16	59,62	56,05
$MgCl_2$	0,003	0,24	0,82
$Ca(HCO_3)_2$	2,00	0,57	0,21
Соленость, ‰	10,91	12,33	10,61

В этой таблице бросается в глаза обилие сульфатов. Отношение SO_3/Cl для воды Арала составляет 72,5 (К. Шмидт), 73,9 (Тейх), 73,1 (Степанов), в то время как для Каспия — 47,5 (Шмидт), а для океанической воды — 11,9 (Берг, 1908, стр. 262). Учитывая, что Черное, Каспийское и Аральское моря являются реликтами некогда единого морского бассейна, следует признать, что после распада этого бассейна на отдельные водоемы аральская вода претерпела наибольшие изменения и максимально обогатилась сульфатами, внесенными в нее реками; отношение SO_3/Cl в воде Сырдарьи составляет 45.

Сведения о характере осадков Аральского моря в течение всего XIX в. отличались скудостью и фрагментарностью. Так, в 1877 г. капитан-лейтенант Крылов приказал достать у восточного берега о. Обручева с глубины 3 сажен образчик грунта, который затем был проанализирован проф. К. Шмидтом (1882 г.) по довольно хитроумной и маловразумительной методике и, в сущности, ничего не дал для познания осадков Арала.

Первыми серьезными сведениями об этих осадках мы обязаны Л. С. Бергу, который по поручению Туркестанского отделения Русского географического общества в течение трех лет (1900—1902 гг.) плавал по этому морю, изучал его рельеф, берега, гидрологию и гидрохимию, а также осадки, составив первую их карту (фиг. 4). 32 образца этих осадков были доставлены затем К. К. Гильзену и изучались по принятой им методике. Образцы добывались только драгой; извлеченный со дна грунт сейчас же тщательно просматривался, выделялись живые экземпляры животных, определялись содержание остатков органической жизни, цвет, консистенция, запах и другие признаки каждого образца. Часть собранного грунта вкладывалась в сыром состоянии в довольно объемистые банки, которые закупоривались обыкновенными пробками, ранее пропитанными парафином; после закупорки горлышко банки вместе с пробкой снова заливалось парафином. В таком виде они и были доставлены К. К. Гильзену частично в 1901 г., частично в 1905 г. «У берегов, — пишет Л. С. Берг, — грунт повсюду песчаный, далее же в глубь озера — ил; границей ила и песка может считаться приблизительно изобата в 10 *м*. Вблизи устьев (рек — *Н. С.*) ил имеет серо-желтый цвет, далее же в глубь моря — серо-черный, но с поверхности покрытый тонким слоем серо-желтого ила. На больших глубинах, 40—68 *м*, встречается сине-черный ил, очень тонкий, консистенции масла». Характерно, что в ряде случаев ил обладал отчетливым запахом сероводорода. «Еще в 1900 г., — добавляет Л. С. Берг, — мною было обнаружено, что в Аральском море, в наиболее глубоких частях его (у западного берега), происходит со дна выделение сероводорода. В 1902 г. мне удалось более подробно исследовать это явление. У западного берега ... со дна, с глубины 60 *м*, был добыт ил совершенно черного цвета, жидкий, слизистый, с легким, но явственным запахом сероводорода. Поместив его в склянку, я увидел, что ил, отстоявшись, выделил на поверхность слой слизи, довольно толстый. В пробах воды, принесенной со дна батометром Рунга, оказались также хлопья слизи... Образцы ила и воды, взятые в указанном месте и сохраненные в стерильном виде, были исследованы д-ром М. А. Богомольцем, причем как в воде, так и в илу были обнаружены сероводородные бактерии» (Берг, 1908, стр. 445). Кроме этих случаев, осадки, пахнущие сероводородом, были обнаружены еще два раза в заливе Ащебас: это был черновато-серый песок с *Cardium*, *Dreissensia*, *Neritina* и личинками *Chironomus*, один раз в заливе Учуткуль, где на глубине 10 *м* найден черный песчанистый ил с личинками *Chironomus*, и, наконец, в заливе Акбике на глубине 3,3 *м*, где отлагается также сине-черный слизистый ил с запахом сероводорода. Профессор М. Д. Сидоренко, минералогически изучавший образцы, присланные ему К. К. Гильзеном, обнаружил, что в отложениях Аральского моря очень распространен гидротроилит, окрашивающий осадки в их первоначальном состоянии в черный цвет и вообще в темные тона.

Большинство собранных Л. С. Бергом образцов аральских осадков содержало в себе в большем или меньшем количестве раковины моллюсков и их обломки. Отсутствовали они лишь в четырех районах: а) в глубоководном желобе вдоль западного берега, где отлагается черный ил с запахом сероводорода и придонная вода также им заражена; б) немного севернее желоба, на небольшом участке дна; в) в обширной центральной части моря на глубинах 14—23 *м*; г) к северу от дельты Сырдарьи, на

глубинах от 2,5 до 21,5 *м*; д) в заливе Талдык, в устьевой части дельты р. Амударьи. По всему остальному пространству Аральского моря встречаются как живые моллюски, так и пустые раковины и их обломки; наибольшее их количество сосредоточено в западной части озера от п-ова Куланды к югу, в полосе относительно приподнятого дна и островов. Как было выяснено позже (в 1952 г.) Н. Г. Бродской, действительная картина распределения раковинного $CaCO_3$ в Аральском море много сложнее и вообще — иная. Что касается общего содержания $CaCO_3$ в аральских осадках, то по анализам всего двух станций К. К. Гильзен получил 46,5% (ст. 15, 1901 г.) и 31,58% (ст. 18, 1900 г.). Обе станции находятся в западной части моря на траверзе 45° с. ш., в относительно глубоководной зоне; в первом случае осадок — серый ил с глубины 27,1 *м*; во втором — черный ил с глубины 61,5 *м*.

ЛЕВ СЕМЕНОВИЧ
БЕРГ

1876—1950
Снимок 1903 г. Публикуется впервые. Из архива Географического общества СССР

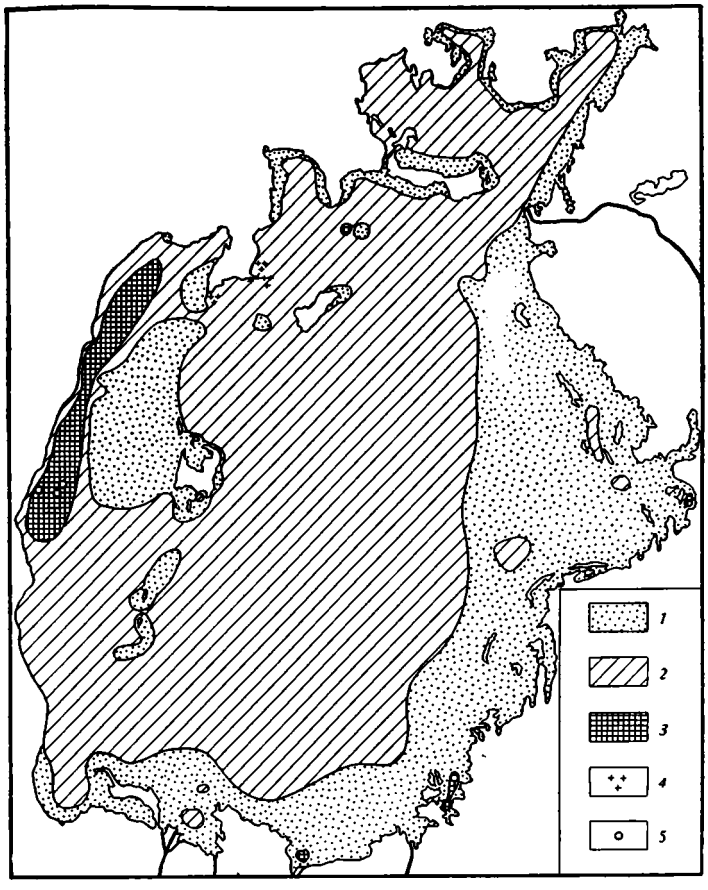
Механический анализ аральских осадков был выполнен для 23 образцов, которые объединены в три группы: а) из западной глубокой части моря — черные илы с глубин 47—62,5 *м*; б) из срединной зоны моря, с глубин 17,5—32 *м*; в) из прибрежной части, с глубин 2,5—3 *м*. Из частных определений были рассчитаны средние величины (табл. 11).

Из этих данных видно, что в механическом анализе черных и серых илов никакой существенной разницы не замечается; это «тонкие минерально илистые грунты» (Берг, 1908, стр. 41). В мелководных илах подгруппы «а» много раковин, а в подгруппе «б» раковин мало; первая

Таблица 11

Средний механический состав (в %) осадков Аральского моря
(по К. К. Гильзену)

Осадки	Крупнозем (фракции, *мм*)			Мелкозем (фракции, *мм*)			
	3—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01	Сумма
Глубоководные илы западной части (черные)	1,18	0,49	1,66	9,96	60,37	25,94	Крупнозема 3,73, мелкозема 96,27
Илы центральной части (серые)	0,62	0,46	0,58	14,11	58,54	25,55	Крупнозема 1,8, мелкозема 98,2
Мелководные осадки	а) 32,03 б) 0,17	17,86 0,12	17,71 1,96	а) 23,33 б) 68,05	5,61 26,38	2,16 3,13	Крупнозема: а) 68,88; б) 2,44; мелкозема: а) 31,32; б) 97,56



Фиг. 4. Осадки Аральского моря (по Л. С. Бергу)
1 — песок, *2* — ил; *3* — черный ил; *4* — камень; *5* — сероводород

представляет собой «ракушечно-песчаный грунт», вторая — мелкопесчаный грунт.

Вокруг Аральского моря, так же как вокруг Черного и Каспийского, имеется ряд соляных озер, нередко крупных (например, Джаксы-Клыч и др.), но в описанный период они не подверглись даже первоначальному исследованию.

6. Начало научного исследования соляных озер и лагун юга России

Нам остается остановиться еще на одном типе осадкообразования, широко развитом на юге СССР, — отложениях соляных озер и лагун. Поскольку соль является необходимым предметом хозяйственного обихода, естественно, что солеродные водоемы издавна привлекали к себе внимание и местных жителей, и тех ученых-путешественников XVII—XVIII и первой половины XIX вв., которые посещали побережье Крыма, Новороссийск, Прикаспийскую низменность, Среднюю Азию (П. С. Паллас, И. Г. Гмелин и др.). В течение очень долгого времени сведения о соляных озерах и процессах соленакопления имели чисто описательный и фрагментарный характер. И все же уже очень давно было установлено два существенных факта.

Повсеместно отмечалось, что садка солей (имелась в виду поваренная соль) происходит не в течение всего года, а лишь в конце лета, обычно в июле—августе, тогда как осенью, зимой и весной (октябрь—май) из-за снега и дождей соль растворяется, притом обычно нацело. Количество осажденной соли варьирует из года в год; в очень влажное лето соль не садится вообще. Этими житейскими наблюдениями, сделанными очень давно, было установлено то, что *позже, в 20—30-х годах XX в. получило название годичных гидрохимических циклов* и изображалось в виде характерных кривых, построенных на основе ежемесячных химических анализов рапы озер или лиманов. Для выяснения этих циклов, найденных эмпирически и чисто качественно задолго до исследований химиков, создавались впоследствии стационарные экспедиции на многих озерах. На тех из них, где солевой пласт имел устойчивый характер, как, например, на оз. Баскунчак, строение его даже для обывательского глаза оказывалось сложным. Наверху располагался более или менее рыхлый слой «новосадки», т. е. образованный в данном году; затем следовал горизонт «чугунки» — плотной, сливной соли, разделенной на слои прослойками глинистого материала; таких прослоев было несколько; еще ниже залегала «гранатка» — слой крупнокристаллической рыхлой соли, распадающейся на отдельные кристаллы, в промежутке между которыми находилась рапа. Трудно было не видеть в «чугунке» уплотненную новосадку, а в ее слоистости — отражение годичных наслоений. Что же касается «гранатки», то ее генезис объяснялся словом «созревание» соли — термином неопределенным, но для обывательского сознания достаточно убедительным. Таким образом, и годичные гидрохимические циклы соляных озер, и строение солевого пласта были фактами, давно известными, но еще не нашедшими своего объяснения.

Серьезные работы начались только около 1880 г., причем объектом, на котором они проводились, были Куяльницкий и Хаджибейский лиманы близ Одессы, Сакское озеро и озера Перекопской группы (Красное, Старое и др.) в Крыму.

Заслуга в этом деле принадлежит Новороссийскому обществу естествоиспытателей в Одессе, за счет которого и членами которого проводились работы; особенно должны быть отмечены А. А. Вериго, сделавший в 70—80 годах фундаментальное открытие в изучении соляных озер, а также А. А. Лебединцев.

А. А. Вериго изучал гидрохимию Куяльницкого и Хаджибейского лиманов, отгороженных от Одесской бухты пересыпью. Уже в первой своей работе 1871 г. он заметил, что «характер лиманной соляной массы, установленный анализами, сделанными в лаборатории Вюрца в Париже для рапы Куяльницкого лимана и анализами в лаборатории нашего университета для обоих лиманов, состоял в том, что серная кислота вполне насыщается известью, ... в отличие от соляной массы моря, в которой количество серной кислоты значительно превышает это отношение». Иначе говоря, *в рапе лиманов нет сернокислого магния, в изобилии присутствующего в черноморской воде.* Это видно из сопоставления следующих анализов (табл. 12).

«Исходя из положения, что лиманная (солевая. — *Н. С.*) масса образовалась из морской, необходимо допустить, что масса эта подвергалась ряду постепенных изменений от внешних условий, направленных в сторону насыщения серной кислоты известью и достигающих того предела, который характеризует соляные массы обоих лиманов. Морская соль изменялась от внешних условий до тех пор, пока вся серная кислота обратилась в гипс, затем изменения в этом направлении кончились и состав соляной массы обоих лиманов стал постоянным.

Условия для такого изменения соляной массы морского характера можно искать в притоке пресных вод, богатых содержанием двуугле-

Таблица 12

Состав рапы Куяльницкого лимана
(по А. А. Лебединцеву, 1880)

Удельный вес, соленость и состав	Вюрц, 1863 г.		Петриев, 1870 г.		Тегартен, 1872 г.		Вериго, 1871 г.		Вода Черного моря (по Лебединцеву)	
	в 100 частях		в 100 частях		в 100 частях		в 100 частях		в 100 частях	
	рассола	сухого остатка	рассола	сухого остатка	рассола	сухого остатка	рассола	сухого остатка	рассола	сухого остатка
Уд. вес	1,102 при 24° С		1,1772 при 18,5° С		1,1624 при 11°R		1,049 при 15,5° С		не опр.	не опр.
Градусы Боме	14		22		21		6		»	
NaCl	9,6816	74,25	13,795	62,54	14,70	72,3	—	69,71	77,72	—
KCl	0,0329	0,25	0,304	1,4	0,69	0,34	—	4,21	2,99	—
$MgCl_2$	2,6870	20,65	7,286	33,03	4,15	20,44	—	20,20	8,87	—
$MgBr_2$	0,028	0,22	0,087	0,4	—	—	—	—	0,20	—
$CaCl_2$	—	—	0,058	0,26	—	—	—	—	—	—
$CaSO_4$	0,6025	4,63	0,527	2,4	0,71	3,5	—	4,73	2,58	—
$MgSO_4$	—	—	—	—	—	—	—	1,11	—	7,11
$CaCO_3$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,89
Сумма	13,012	—	22,057	—	20,33	—	—	—	—	—

кислых солей извести и магнезии с преобладанием извести. Источники воды этого характера в изобилии находятся в окружающей лиманы плоской возвышенности, а примесь ее к лиманной рапе происходит, несомненно, в значительных количествах, как постоянных, так и по временам — по трещинкам почвы и по балкам. «Вместе с тем, — продолжает А. А. Вериго, — мною установлена экспериментально возможность такого превращения соляной массы в лиманную посредством воздействия растворов двууглекислых солей. Такое воздействие происходит не только при повторенном несколько раз кипячении морской воды с растворами двууглекислой извести, но и посредством медленного выпаривания при температуре 30° С, причем отношение серной кислоты к извести в морской воде (равное. — *Н. С.*) 10 : 3,5, было сведено к отношению 10 : 7, характерному для соляной массы лиманной рапы (Вериго, 1898, стр. 25, 26).

Свои опыты А. А. Вериго подробно описал в статье 1880 г. «Если кипятить пресную воду с возвышенной части пересыпи, — писал он, — то вследствие разложения двууглекислой извести из нее осаждается углекислая известь. Если подвергнуть кипячению солончаковую воду (соляная масса которой отвечает соляной массе Черного моря, но более концентрирована. — *Н. С.*), то долгое время никакого выделения не происходит, а затем выделяется не углекислая известь, а гидрат магнезии. То же явление замечается и при медленном выпаривании воды. Если к такой прокипяченной, выделившей некоторое количество магнезии, солончаковой воде прибавить раствор углекислой извести и снова кипятить, то снова происходит выделение не углекислой извести, а гидрата магнезии. Это же явление можно произвести, прибавляя к солончаковой воде вместо двууглекислой извести пресную почвенную воду из возвышенной части пересыпи (вода эта богата $Ca(HCO_3)_2$. — *Н. С.*). Ясно, что при этом известь, бывшая в форме двууглекислой, завладевает серною кислотою, обращаясь в гипс, и вытесняет магнезию, которая при кипячении выделяется в виде гидрата, а при медленном испарении — в виде углекислой магнезии.

Повторяя прибавление углекислой извести к солончаковой воде, можно постепенно производить новые осаждения магнезии и это до тех пор, пока вся серная кислота, содержащаяся в соляной массе солончаковой воды, не будет обращена в гипс. После этого прибавление раствора двууглекислой извести и кипячение ведут за собою уже выделение угле-

кислой извести, а не магнезии. Но результат опыта таков, что соляная масса, имевшая характер соляной массы Черного моря, сделалась тождественною с соляной массой лиманов. Так что соляная масса лимана является окончательным продуктом изменения морской соляной массы двууглекислою известью, содержащеюся в притекающей массе пресной воды.

Это справедливо до такой степени, что мне удалось искусственно обратить соляную массу моря в соляную массу Хаджибейского лимана посредством несколько раз повторенного прибавления к морской воде раствора углекислой извести и кипячения; при этом выделение гидрата магнезии происходит до тех пор, пока в жидкости есть еще серная кислота, не связанная с известью» (Вериго, 1880, стр. 333—335).

Из описания явствует, что А. А. Вериго экспериментально проверял и применял к объяснению природных процессов реакцию:

$$MgSO_4 + Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaSO_4 + MgCO_3 \cdot nH_2O + CO_2,$$

т. е., по существу, реакцию Гайдингера, как ее стали называть у нас впоследствии «с легкой руки» Б. П. Кротова.

Но при этой реакции должен был осаждаться гипс, о чем при описании опытов ничего не говорится. Это, по-видимому, просто дефект описания эксперимента, ибо, характеризуя изученные лиманы, А. А. Вериго пишет: «На дне обоих лиманов лежит большой запас мелкоосажденного гипса, а вследствие этого рапа обоих лиманов представляет всегда насыщенный раствор гипса; в рапе всегда содержится столько гипса, сколько может его содержаться сообразно его растворимости» (там же, стр. 337).

Подчеркнем, что карбонатный продукт превращения рапы А. А. Вериго именовал не доломитом, как было принято позднее (вслед за Н. С. Курнаковым), а «нерастворимой магнезией, или углекислой магнезией», что ближе отвечало истине.

Факт коренного изменения химического состава рапы соляных бассейнов, терявшей под влиянием пресных, содержащих $CaCO_3$, вод свою серно-магниевую соль, получил всеобщее признание и был назван Н. С. Курнаковым (1896), одновременно изучавшим крымские озера, *метаморфизацией рапы*. При этом им был предложен численный показатель изменений, или коэффициент метаморфизации, под которым он понимал отношение $MgSO_4$ к $MgCl_2$, т. е.:

$$K_m = \frac{MgSO_4}{MgCl_2}.$$

Для воды озер, связанных с Черным морем, коэффициент метаморфизации колеблется в пределах 0,4—0,7; так, в Сакском озере он имеет величину 0,35—0,4, причем устойчиво держится в течение целого столетия. В крымских озерах, в которых влияние материка на условия питания озера более ясно выражено, коэффициент метаморфизации постепенно уменьшается, доходя до нуля в некоторых озерах Перекопской группы (Красном, Старом и др.), а также в оз. Кызыл-Яр. Рапу, содержащую в растворе $MgSO_4$, Н. С. Курнаков назвал растворами I класса; рапу, лишенную этой соли и содержащую только $CaSO_4$ в комбинации с $MgCl_2$, — растворами II класса (Курнаков, Жемчужный, 1917).

Введение понятия о метаморфизации рапы, количественной оценки ее в виде коэффициента метаморфизации, разделение рассолов на два класса было несомненно существенным шагом вперед в познании современного галогенеза. В сознании последующих поколений исследователей самое открытие явления метаморфизации стало обычно связываться с именем Н. С. Курнакова, что неверно: открыл и экспериментально до-

казал наличие метаморфизации А. А. Вериго. Ему же принадлежит и правильное написание самой реакции и формулы ее продукта. Утверждение Н. С. Курнакова и С. Ф. Жемчужного в их статье о Перекопской группе озер, будто при этой реакции возникнет доломит:

$$MgSO_4 + 2CaCO_3 \rightleftarrows CaSO_4 + CaCO_3 \cdot MgCO_3,$$

действительности не соответствует, что было показано много позже М. Г. Валяшко; возникает основная соль углекислого магния, как это и указывал А. А. Вериго в 1880 г.

Чрезвычайный интерес представляет сопоставление продуктов выпаривания нормальной морской воды, содержащей много $MgSO_4$, и растворов I класса Курнакова с продуктом выпаривания растворов II класса.

Опыты первого рода были произведены еще в 40-х годах XIX в., причем был получен характерный ряд: $CaCO_3 \rightarrow CaSO_4 \rightarrow NaCl \rightarrow$ сульфаты Na, Mg, K $\rightarrow$ хлориды Mg, K $\rightarrow$ эвтоника. В этом ряду выпадение сульфатов происходит после начала садки NaCl.

А. А. Вериго выпаривал рапу Куяльницкого лимана (II класса, по Н. С. Курнакову) и получал вначале гипс, потом длительное время поваренную соль, затем поваренную соль вместе с KCl и $MgCl_2$, причем два последних компонента давали, по его мнению, к а р н а л л и т.

Никаких сульфатов Na, K, Mg ни до садки поваренной соли, ни после не возникало.

II. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСАДКОВ КРУПНЫХ И МАЛЫХ ОЗЕР ТАЕЖНО-ПОДЗОЛИСТОЙ ЗОНЫ РОССИИ

Почти одновременно с изучением осадков водоемов юга России в дореволюционное время началось исследование и озер гумидной таежно-подзолистой зоны.

Осадки крупных озер умеренной зоны — Ладожского, Онежского, Байкальского — были исследованы А. П. Андреевым и, особенно, К. К. Гильзеном. Первый занимался общей гидрологической характеристикой озер (в частности, Ладожского), илов он касался попутно и характеризовал их чисто визуально; второй — исследовал именно илы.

Образцы собирались лот-храпом или драгой; колонковые образцы брать еще не научились. Примитивность и неудовлетворительность такой методики отчетливо осознавались К. К. Гильзеном. Работая «как драгой, так и лот-храпом, — писал он, — мы были лишены возможности добывать образцы осадков с разных, притом определенных глубин под поверхностью грунта для того, чтобы получить ясное представление о разрезе всего накопившегося на поверхностном дне озера слоя осадков, как это легко получается при бурении с поверхности Земли» (Гильзен, 1918, стр. 2162). А между тем «одним из характерных признаков осадочных пород является их слоистость», которая, таким образом, в пору работы К. К. Гильзена оказалась недоступной при исследовании озерных илов. И когда в исключительных единичных случаях все же удавалось уловить следы слоистости, она специально и подробно описывалась, как в только что цитированной статье К. К. Гильзена.

Количество проб осадка, приходившегося на каждый водоем, было ничтожно мало, в пределах двух десятков максимально; порой это были просто единичные пробы. Иногда озеро охватывалось пробами более или менее равномерно, иногда они происходили только из одной его части. Хотя пробы эти бывали порой крохотными по размерам, зато они описывались каждая с поразительной любовью и добросовестностью. Все эти описания проб публиковались.

Лабораторное изучение было комплексным. Описывался цвет осадка во влажном и сухом состоянии, определялся его удельный вес, производился гранулометрический анализ по методу Осборна с контролем микроскопом (на предварительно высушенных образцах), изучались определимые под микроскопом минералы, производился химический анализ осадка (10%-ной HCl вытяжки с кипячением в течение 10 часов), иногда в нерастворимом осадке извлекался дополнительно кремнезем раствором соды; биологами изучались органические остатки (флоры и фауны); параллельно проводилось химическое определение гумуса по методу Густавсона и органического азота (по Кьельдалю).

Несмотря на ограниченность собранного материала по северным озерам, он представлял большой принципиальный интерес, так как наглядно демонстрировал огромное различие в седиментационном процессе северных и южных бассейнов.

1. Осадки Ладожского озера

Наиболее интересные результаты были получены, пожалуй, по Ладожскому озеру. Его изучение началось еще в 60-х годах XIX в. Так, А. Ульский в 1864 г. дал первое микроскопическое описание нескольких проб ладожских илов, а Вейсс — первую характеристику его диатомовой флоры. Наиболее серьезной и обширной работой по тому времени была монография А. П. Андреева (1875) «Ладожское озеро». После характеристики рельефа озера автор описывает его осадки и изображает их на карте. «При измерении каждой глубины среди озера, — пишет автор, — доставался и грунт его дна. Этот грунт состоял из песка, глины и разного вида ила. Песок преимущественно находится на глубинах от 15 до 20 сажен; его цвет и вид служат опытным судовщикам для определения места судна на озере, особенно с приближением к опасным подводным мелям. Песок со дна озера отличается тем, что на вид крупнозернист и даже с мелкими камешками; кроме того, в нем заметна большая примесь черного песка.

Песчаный грунт находится вдоль всего прибрежья южной половины озера, начиная от мыса Сауна на западной стороне, и идет около южного и восточного берегов до о. Манчин-Сари. Посередине озера все ил, но при переходе от песка к илу попадается глина, весьма липкая. Эта глина лежит на дне озера в южной части под глубиною от 15 до 30 сажен. На глубинах же, превышающих 30 сажен, а также во всех проливах и бухтах шхер озера, грунт — жидкий ил, цвет которого разновидный и переходит от сине-пепельного (у о. Мюарка) до цвета коричневого и темно-желтого, похожего на тертую охру. Вообще ил, находящийся севернее островов Валаамской группы, гораздо светлее ила дна озера южнее этих островов.

Подводная часть южной котловины озера, идущая от мыса Птинова к Шлиссельбургу, хотя и имеет по верху грунта песок, но под песком лежит плотно слежавшаяся синяя глина с примесью серого песка, так что в иных местах плотность ее не уступает камню. Кроме того, в этой глине находится огромное количество гранитных валунов, начиная от мелкого булыжника до массивных камней» (очевидно, морена. — *Н. С.*) (Андреев, 1875).

На карте, приложенной к монографии, А. П. Андреев показал распространение шести типов грунта: «коричневого ила», «синего жидкого», «красноватого ила», «ила с песком», «песка» и «глины под слоем песка»; характеристик этих типов илов, однако, не дается.

«При исследовании нами, — продолжает А. П. Андреев, — рельефа дна Ладожского озера лот приносил иногда грунт, совершенно сходный

с озерной железной рудой. Игумен Валаамского монастыря тоже не раз сообщал нам, что рыбаки вытаскивали неводом с разных глубин озерную железную руду. В бытность проф. Иностранцева на Валааме игумен монастыря передал ему подобную руду» (там же), в которой оказалось 41,28% железа и 0,64% марганца.

Как видим, работа А. П. Андреева по осадкам Ладожского озера построена целиком на данных визуальных определений осадков. Несмотря на такую весьма упрощенную технику, работа его весьма существенна по своему общему подходу к исследованию. Суть его состоит в том, что *характер осадконакопления в озере сопоставляется с характером питания его осадочным материалом* — прием, вскоре забытый, но потом вновь примененный уже в 20—30 годах XX в. и оказавшийся весьма плодотворным.

«В Ладожский бассейн, — пишет А. П. Андреев, — вливаются реки, вода которых чрезвычайно разнообразна. Волхов снабжает Ладогу водой буро-красной, мутной; вода р. Сяси темно-красная; свирская вода, идущая из Онежского озера, весьма чистая, но пройдя извилистое и порожистое протяжение этой реки и приняв в себя воду других небольших речек, изменяет прекрасное качество онежской воды; по слиянии же ее с реками Оятью и Пашею вода Свири делается тоже темная и уже не может похвалиться хорошим качеством (против устьев этих рек на дне Ладожского озера располагается зона «красного ила». — *Н. С.*). Река Олонка вносит воду совсем бурую, болотную; реки и речки с севера спускают воду железистую, цвета темно-бутылочного. Тайпала, выходя из озера Сувандо, еще изменяет свое русло, рвет глинистые берега и снабжает Ладогу водой глинистой, мутной. Болотистая равнина прибрежья Петербургской губернии, от границы Финляндии до Шлиссельбурга и от Шлиссельбурга до г. Новая Ладога, ручьями, речками и водоспусками вливает в озеро воду красную, густую и сорную. Только одна р. Выкса вливает воду довольно чистую, но в настоящее время этой воды входит в Ладогу весьма малое количество.

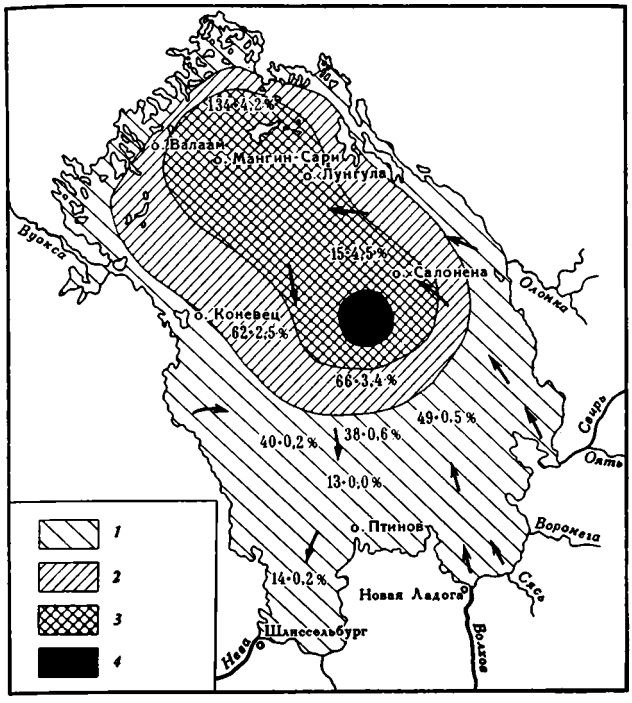
Все эти воды превосходно дистиллируются Ладожским бассейном, который выпускает Невою воду чистую, на вкус приятную и во всех отношениях превосходную, в особенности в зимнее время.

Итак, озеро, приняв в недра свои воду мутную, наполненную различными органическими и неорганическими примесями, постепенно очищает ее при помощи ветров и волнения. Неорганические вещества малопомалу ложатся на дно; предметы, плавающие на поверхности озера, раскидываются по берегам, а органические вещества большею частью поглощаются рыбою, которой большое изобилие около устьев рек и около берегов, где вода имеет течение посильнее» (Андреев, 1875).

В этой цитате нет цифр, механизм формирования осадка едва намечен. Но ценной идеей, у которой оказалось будущее, является рассмотрение осадкообразования в тесной связи с водосбором и поступающим с него осадочным материалом.

Более четверти века спустя, в 1901—1903 г., изучением осадков Ладожского озера по предложению Ю. М. Шокальского, систематически проводившего гидрологическое исследование, занялся К. К. Гильзен с рядом сотрудников (А. С. Скориковым, П. А. Земятченским, В. П. Смирновым).

Опираясь на данные А. П. Андреева, К. К. Гильзен целесообразно разместил те немногие станции (всего 10), которые ему удалось сделать и, применив к обработке материала указанную выше лабораторную методику, сумел получить очень ценные результаты. Мы не касаемся здесь гранулометрии, ибо она выполнена всего в 4 образцах и не показательна. Наибольший интерес представляют химические определения. Осадки всего озера вообще очень бедны кальцием и богаты железом,



Фиг. 5. Схема распределения гумуса в осадках Ладожского озера (по К. К. Гильзену)
Содержание гумуса (в %): *1* — до 0,6; *2* — 2,5—3,4; *3* — 4,5—5; *4* — 9. Глубина обозначена в метрах. Стрелками показано направление движения воды

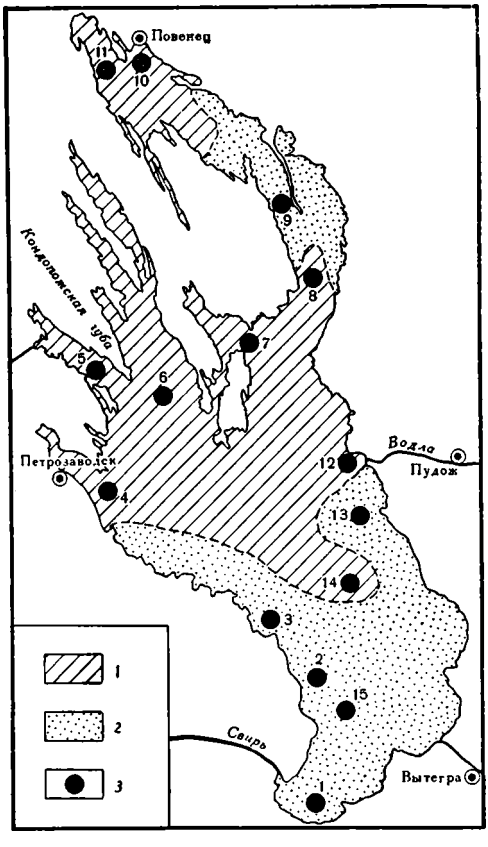
причем наибольшее его содержание установлено в северной половине озера, «от середины Ладоги к Валаамским островам»; пробы содержат здесь 7,15—6,18—7,28% Fe; в южной половине озера 2,39—1,16—3,55%. Грунт северной части озера одновременно относительно обогащен и марганцем (1,81—0,14—0,47)%. Содержание гумуса колеблется от 0,164 до 9,332%. Нанеся данные по гумусу на карту, К. К. Гильзен получил весьма закономерную картину постепенного нарастания концентраций этого компонента от прибрежной части озера к его центру, причем наибольшие содержания гумуса располагаются в северной половине озера с более тонкозернистыми илами (фиг. 5). Возник вопрос: объясняются ли такие высокие концентрации гумуса его генезисом за счет скопления отмершего озерного планктона или же гумус занесен сюда аллохтонно, за счет богатых им речных вод? Для решения этого вопроса К. К. Гильзен нанес на карту Ладожского озера схему течений его, как ее можно было установить по данным А. П. Андреева. Оказалось, что максимальное содержание гумуса в илах отвечает центральной халистазе, образуемой движениями в озере речных вод. «Сопоставляя эти два факта между собою, — пишет цитируемый автор, — мне кажется возможным сделать предположение о происхождении органического вещества в грунте в середине озера из материала, приносящегося по преимуществу водою впадающих в Ладогу рек — главным образом с юго-восточной стороны» (Гильзен, 1905б, стр. 760).

В настоящее время наша наука располагает материалами детальных исследований донных отложений Ладожского озера, выполненными Н. И. Семеновичем (1966), и мы можем оценить, насколько правильны выводы К. К. Гильзена. Оказывается, что органический углерод действительно в максимальных количествах находится в осадках северной

половины озера, хотя ход изолиний здесь гораздо сложнее, чем это рисовалось К. К. Гильзену. Это и естественно, ибо Н. И. Семенович располагал пробами илов по 618 станциям. «Предположение Гильзена, — пишет названный автор, — о связи пространственного распределения органического вещества на дне озера с круговым течением как будто находит подтверждение в результатах наших исследований» (Семенович, 1966, стр. 97). Точно также правильны указания К. К. Гильзена на тяготение железа и марганца в донных отложениях к северной половине озера, особенно к о. Валааму. Так, опираясь на визуальные наблюдения А. П. Андреева и его карту, а также на анализы немногих образцов осадков, рационально размещенных на площади озера, К. К. Гильзену удалось 60 лет тому назад правильно уловить важнейшие черты седиментогенеза в Ладожском озере.

2. Осадки Онежского озера

В июне 1914 г. К. К. Гильзеном в сотрудничестве с гидрологами С. А. Советовым и Р. Ю. Гутманом, ботаниками С. М. Вислоухом и Р. Р. Кольбе и санитарным врачом В. В. Соловьевым начато изучение Онежского озера. Экспедиция проработала на озере 6 суток, причем было сделано 15 станций, на каждой из которых исследования продолжались 1—2 часа. Результаты исследований грунта отображены на карте (фиг. 6). «Грунт — по К. К. Гильзену — резко делится на два типа: песчаный и илистый. Особенно интересен последний. Под микроскопом обнаружилось, что ил заключает в себе в очень большом количестве кремнеземные скорлупки или панцири диатомовых водорослей. Обилие этих скорлупок чрезвычайно характерно для глубоководного ила вообще. Образцы песчаного грунта состоят по преимуществу из прозрачных, белых и розоватых кварцевых зерен с притупленными и даже округленными краями; скорлупок диатомовых водорослей в них очень мало» (Гильзен, Гинзбург, 1930, стр. 200. Цитируемый предварительный отчет К. К. Гильзена был закончен в 1915 г., но напечатан лишь в 1930 г., совместно с И. И. Гинзбургом).



По анализам Н. Н. Ефремова, в илах оказалось повышенное содержание Fe_2O_3, что видно из следующих цифр (в %):

Ст.9	Ст.3	Ст.7	Ст.12	Ст.4	Ст.8
5,76	6,06	10,54	3,61	17,94	14,24

Ст.13	Ст.5	Ст.14	Ст.11	Ст.6
3,63	22,39	21,7	12,77	11,37

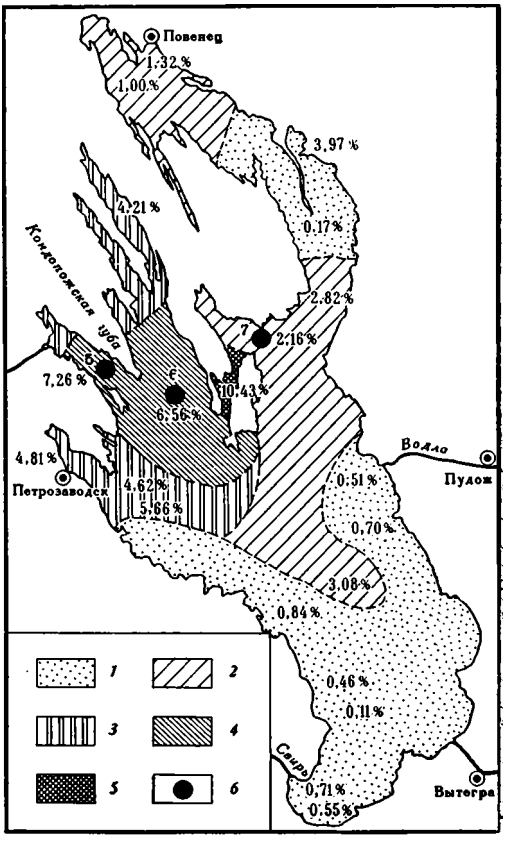
Фиг. 6. Схема осадков Онежского озера (по К. К. Гильзену)

1 — илистый грунт; *2* — песчаный грунт; *3* — станции

Количество окислов железа в Ладожском озере в общем значительно ниже, чем в Онежском. Иногда можно наблюдать образование корочек на поверхности илов. Два случая таких корок были подробно описаны К. К. Гильзеном в 1918 г. В верхнем, желтовато-ржавом слое 10%-ной HCl вытяжкой обнаружено Fe_2O_3 37,90%, MnO — 2,7%; в нижнем, черно-коричневом слое та же вытяжка показала: Fe_2O_3 — 9,23%, MnO — 13,03%; в нижележащем слое валовое содержание Fe_2O_3 составляло 13%. Марганец находится как в самом илу (ст. 6: MnO — 1,13%; ст. 11: MnO — 2,6%), так и в конкрециях, залегающих в песке. «В лупу можно видеть, — пишет И. И. Гинзбург, изучавший минералогию осадков, — что они представляют собою несколько отдельных ядрышек (2—3—4), сцементированных между собою; при действии HCl вследствие растворения связывающего их цемента ядрышки распадались и получался песчанистый остаток» (там же, стр. 215). В 5%-ной HCl вытяжке с кипячением в течение часа А. И. Никитинским было определено: Fe_2O_3 12,53%, MnO 31,96%. На ст. 11 содержания окислов были: F_2O_3 20,68%, MnO_2 29,27%, а на ст. 13 — Fe_2O_3 18,50%, MnO_2 45,86%.

Для выяснения распределения в илах органического вещества было произведено (В. А. Зильберминцем) определение гумуса не только в 15 пробах, собранных во время экспедиции, но и в образцах грунта, представленных К. К. Гильзену Г. Пушкаревым из мест, которые не удалось посетить во время экспедиции. Результаты анализа нанесены на карту (фиг. 7). «На этой карте, — пишет К. К. Гильзен, — усматривается, что ... наибольшее содержание гумуса в грунте мы находим около Климецкого острова, где .. (оно. — *Н. С.*) достигает 10,5%; наименьшее же содержание его в грунте мы встретили в крайних частях озера: в южной и северной, независимо ни от глубины, ни от характера грунта. Район, наиболее богатый органическим веществом (3—10%), находится в северо-западной части озера и занимает сравнительно небольшую площадь дна. Какие причины способствовали накоплению гумуса на указанной площади, в настоящее время, ввиду недостаточного еще иследования озера, трудно сказать.

На этой же карте отмечены черными кружками те станции, на которых установлено, при помощи реактивов, образование сероводорода в извлеченных со дна образцах. Таких станций оказалось всего три: 1) в Кондопожской губе (ст. 5) на глубине 40 *м*; 2) между Кондопожской губою и Климецким островом (ст. 6) на глубине 85 *м*; 3) в начале Великой губы на глубине 12 *м* (ст. 7).



Фиг. 7. Схема распределения гумуса в осадках Онежского озера (по К. К. Гильзену)

Содержание гумуса (в %): *1* — до 1%; *2* — 1—3; *3* — 3—6; *4* — 6—9; *5* — более 9; *6* — H_2S в грунте. Цифры у залитых кружков — номера станций

Первые две станции находятся на площади дна с очень большим содержанием органического вещества — от 6 до 9%, третья же — в районе, менее богатом гумусом (2,16%). На первых двух станциях наблюдалось чрезвычайно энергичное образование в грунтах H_2S, в третьей — очень слабое.

Для более детального выяснения вопроса об участии микроорганизмов в процессе разложения органического вещества мною были взяты на разных станциях пробы образцов грунта для бактериологических исследований. Эти исследования были произведены П. П. Смирновым под руководством Б. Л. Исаченко.

В пробах были исследованы процессы:

нитрификация — ни в одном из 6 образцов грунта нитрифицирующих организмов обнаружить не удалось;

денитрификация — обнаружена во всех пробах грунта, при этом разложение селитры шло с образованием газообразного азота или же с образованием нитритов в зависимости от организмов;

восстановление сульфатов — обнаружено на ст. 5 и 6, т. е. на тех станциях, где ил отдавал сероводородом;

разложение органических, содержащих серу веществ с образованием H_2S обнаружено на всех станциях, причем возбудителей разложения, по-видимому, несколько;

брожение клетчатки — было обнаружено на ст. 11;

усвоение азота — организмы, усваивающие азот (*Clostridium pasteurianum* и *Azotobacter chlorococcus*), в иле обнаружены на ст. 5, 6, 11, 14 и 15 — *Clostridium pasteurianum,* а на ст. 8 и 11 — *Azotobacter.*

Таким образом, можно думать, что *Clostridium* распространен в иле более широко, чем *Azotobacter*, что, может быть, следует рассматривать как естественное следствие аэробного характера *Azotobacter*» (Гильзен, 1905а, стр. 202).

3. Осадки озера Байкал

Донные осадки Байкала были исследованы К. К. Гильзеном по 14 образцам, присланным ему гидрологом Ф. К. Дриженко, автором лоции этого бассейна; 13 образцов взяты лот-храпом на трех профилях северной оконечности озера с глубин 305—804 *м*, один образец — из средней части Байкала. Резюмируя свои исследования образцов по описанной выше методике, К. К. Гильзен характеризует их так: «Донные осадки Байкальского озера принадлежат к типу диатомового минерального — илистого грунта.

Характерные признаки этого типа, столь резко выраженные в образцах северной части Байкала, суть следующие. По своему механическому составу он представляет мелкоземистый грунт, в котором частицы крупнозема являются как бы случайной, незначительной примесью к мелкозему. В образцах грунта Байкала количество их в среднем 0,73%. Мелкозем этих образцов состоит преимущественно из частиц величиною менее 0,25 *мм* (в среднем 92,44%), а количество мельчайших частиц, менее 0,01 *мм*, входящих в состав последнего, достигает в среднем 35,54%.

Химический состав образцов грунта Байкала также указывает на некоторые их особенности. Характерным для этих образцов представляется очень большой процент растворенной кремнекислоты в 10%-ном растворе соляной кислоты при кипячении их в продолжении 10 часов и при обработке остатка содой.

Анализ показал, что в раствор переходит более 29% кремнезема. Кроме того, следует отметить сравнительно большое содержание в образцах Fe_2O_3 (6%); что же касается содержания в них органического вещества, то последнее колеблется от 1,4 до 2,8%. ...Между тем под микроскопом растительных и животных остатков, сохранивших свою структуру, за исключением диатомей, чрезвычайно мало. Ввиду этого мы можем заключить, что все остатки эти находятся в грунте Байкала в состоянии распада, измельчились и образовали бесформенные частицы или мелкие комочки, в которых структура почти разрушена или весьма слабо выражена» (Гильзен, 1915, стр. 115).

4. Железорудные озера Балтийского щита

Существование железных руд в озерах и болотах Балтийского щита и некоторых других мест было известно практикам издавна, с начала XVIII в., причем у них сложилось даже представление о некоторых закономерностях, которым подчиняется накопление этих Fe-руд. Так, В. Ф. Поляков (1860 г.) сформулировал следующие выводы, полученные им из практики: «1. Чем озеро меньше и мельче, тем оно благонадежнее к отысканию руды. 2. ...Руды близлежащих озер... имеют сходство как по наружному виду, так и по составу. 3. Так как рудоносные озера группируются около рек, то... те из них, которые лежат при истоке или верховьи реки, всегда содержат руду лучшего качества, против тех, которые соединяются с реками в конце их течения или в нижних частях» (цит. по Иностранцеву, 1877, стр. 714).

Работая в 70-х годах на территории Повенецкого уезда Олонецкой губернии, А. А. Иностранцев, хотя и не занимался специально озерными и болотными рудами этого уезда, где они особенно сильно выражены, все же собрал много анализов озерных руд и высказал весьма интересные и здравые мысли относительно их генезиса. Так, среднее содержание для 79 рудных озер Повенецкого уезда, по его данным, составляет: Fe — 41,41%, Mn — 1,13% и Mn : Fe = 0,027. Содержание железа в озерных рудах колеблется от 33,83 до 52,26%; только в весьма немногих мы находим количество железа меньше указанного, но болотные руды беднее железом руд озерных.

Подвергая микроскопическому изучению руды из некоторых озер Олонецкой губернии и Финляндии, А. А. Иностранцев нашел, что «под микроскопом эти руды представляют громадное скопление водной окиси железа, среди которой встречаются остатки различных организмов. Эти последние особенно хорошо обнаруживаются после обработки руд слабою соляною кислотою. При исследовании этого нерастворимого осадка под микроскопом в нем можно было превосходно отличить кремнистые панцири некоторых диатомовых... и некоторые (зерна. — *Н. С.*) даже органической структуры, как цветочная пыль сосны... Со времен Эренберга, после его классических микроскопических исследований, у большинства геологов и минералогов сложилось мнение, что озерная руда приготовляется особым организмом, который отлагает в своих клеточках окись железа. Организм этот есть одна из низших водорослей *Gallionella ferruginea*. Естественно, что (автор. — *Н. С.*) прежде всего стал отыскивать среди этих остатков последнюю водоросль. Но из массы различных галлионелей *Gallionella ferruginea* не было найдено ни одной. Подвергая подобному же анализу озерные руды из других местностей, можно было заметить, что примесь в них нерастворимых организованных частей весьма разнообразна. Так, в двух местах оз. Янис-Ярви (в Финляндии) и в руде Ладожского озера диатомовых почти не встречалось, в особенности в руде первого озера. Следовательно, ... никак нельзя до-

вольствоваться объяснением Эренберга для объяснения образования наших громадных скоплений озерных руд. Как известно, озерные руды являются то в виде лепешечек, напоминающих заржавленную монету (отчего часто называют эту руду «денежной»), то в виде одной половины сплюснутого шара, то в виде нескольких образцов первого и второго вида, сцементированных вместе окисью железа. Но всегда, во всех случаях, можно различить в центре каждого отдельного зерна руды или кварцевое зерно, или полевошпатовое, а в некоторых больших образцах даже куски гранитита и гнейса... Исходя из подобного строения озерных руд, явствует, что происхождение их зависит от чисто механических процессов, без всякого участия организмов. Так как большинство озер, приготовляющих озерную руду, в берегах своих имеет выходы кристаллических горных пород, то вероятно, что при разрушении последних образуется много закиси железа в виде углекислой соли, которая и выносится ручейками и речками в озеро. Здесь в соприкосновении с твердыми осадками озера (с гальками кварца, ортоклаза, а иногда гнейса и гранитита) происходит выделение углекислоты, окисление закиси железа в окись и отложение последней вокруг твердого предмета. Рядом с этим отложением те же воды приносят различные части растений, ветер — цветочную пыль окружающих сосновых лесов; здесь же, умирая, падают на дно кремнистые диатомовые, песок и глина. Все это цементируется выделяющейся из раствора окисью железа и в конце концов является нам в виде разнообразных отдельностей. Эту мысль подтверждает как самая форма озерных руд, в особенности те полушарообразные частицы, которые чрезвычайно часто встречаются в этих скоплениях, так и примесь закиси железа в большинстве озерных руд. Примесь закиси железа иногда доходит до 7,66%.

Нахождение железных ключей в Олонецкой губернии есть факт давно известный. Еще Петр Великий лечился на Марциальных водах Петрозаводского завода. Следовательно, материал, из которого могут образовываться железные руды, ... налицо в виде тех растворов, какие выходят на дневную поверхность. ... Эти последние... вытекают главным образом из зеленокаменных горных пород, выщелачивая или из них самих, или из образовавшихся в них горных руд закись железа и отлагая ее в открытых бассейнах, под влиянием окисления, в виде озерной руды» (там же, стр. 718, 719).

Вскоре после А. А. Иностранцева в Повенецком уезде работал горный инженер М. Н. Хирьяков (1880). Он указал на ряд новых точек озерных руд, но самым интересным, пожалуй, было обнаружение им нового типа железных руд, приуроченного к рекам, в частности к р. Выг.

«Река Выг, — пишет он, — берет свое начало из горных источников и озер Ишко и Гевшозеро, протекает более 120 верст от селения Корелоборского и до Точницы. По произведенному исследованию оказалось, что все дно русла реки этой почти сплошь состоит из железной руды осадочного происхождения, так называемой дерновой руды. Эта же руда залегает по обоим берегам реки Выг, начиная с самой поверхности и редко под двухаршинным наносом, составляет пласт от $^3/_4$ до $2^1/_2$ и более аршин; в ширину она идет по правому берегу до 100 сажен и по левому до 50 сажен, но [так] как пласт, то расширяясь, то суживаясь, не везде одинаков, то протяжение его можно положить средним числом около 50 сажен, и притом почти безошибочно можно считать его сплошным от истока реки до самого устья, т. е. до озера Выг, в которое река эта впадает и снова вытекает из северного конца его, откуда она уже катит свои волны далее и впадает в Белое море при Сумском посаде.

Выгская руда по наружности имеет вид бурого железняка, в изломе блестящая, черного цвета, указывающего на присутствие марганца.

По разложению, произведенному в лаборатории Горного института, 100 частей ее дали следующие результаты (в %):

Убыли от прокаливания	12,59	Окиси марганца	17,38
Кремнезема	28,69	Извести	0,88
Фосфорной кислоты	0,80	Магнезии	0,48
Окиси железа	28,14	Щелочей	1,82
Глинозема	9,19		
			99,97

Берега северного Выга, по выходе его из Выг-озера, не исследованы, русло же реки южного Выга достаточно указывает на неисчерпаемое богатство этой руды и, при легкости ея добычи, невольно заставляет обращать на нее особенное внимание, чтоб богатство это не лежало втуне» (Хирьяков, 1880).

III. ВКЛАД РУССКИХ УЧЕНЫХ В ПОЗНАНИЕ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В КОНЦЕ XIX—НАЧАЛЕ XX в.

Занимаясь океанами и морями, западные исследователи не обращали должного внимания на внутриконтинентальные водоемы — озера и моря; изучение их в те годы пришлось на долю русских геологов и гидрохимиков.

Число объектов, исследованных ими в тот период, было относительно невелико; при этом и само исследование было самым первоначальным. Однако объекты и их расположение в разных физико-географических, в частности климатических, зонах были столь удачны, что даже это «первое прикосновение» к ним вскрыло ряд фундаментальных фактов.

Чрезвычайно большое значение имело изучение Черного моря, открытие в нем колоссальных масс сероводорода в воде и илах, открытие этого газа в котловинах Каспийского и Аральского морей, а также изучение «лиманных грязей», изобиловавших сернистым железом. Дело в том, что экспериментальным путем очень скоро было показано, что редукция сульфатов, бывшая, как правильно отметил М. А. Егунов (1897), если не единственным, то главным и решающим процессом в генерации H_2S и FeS, является *чисто биогенной реакцией* (позже это было доказано термодинамически). Вместе с тем при образовании H_2S и FeS в качестве побочных продуктов, как впервые показал Н. И. Андрусов, возникает порошкообразный $CaCO_3$, а в культурах Г. А. Надсона — еще и $MgCO_3$, так что формируется доломитизированный известняк. М. А. Егунов, добавляя в бактериальные культуры растворы некоторых микроэлементов, получал их сульфиды; не оставалось сомнения, что аналогичные образования имеют место при подходящих условиях и в природе.

Совокупность этих данных открывала в природе обширное развитие разнообразных образований, обязанных своим возникновением воздействию живого вещества, в частности микробов, на минеральные вещества. Геологов стала интересовать бактериология, как дополнительное средство к познанию процессов породообразования. Появились термины «бактериогенный известняк» (Н. И. Андрусов), «микробиогенные отложения» (Г. А. Надсон). Все это постепенно создавало почву для построения широкой «биогеохимической» концепции, создание которой пришлось на конец изучаемого периода (см. гл. VII).

Еще более интересным и важным для понимания явлений осадкообразования было установление в описываемом периоде гидрохимической

трансформации, или метаморфизма, нормальной морской воды во внутриконтинентальных водоемах под влиянием окружающей их среды, в частности стока речных вод. При этом было установлено два типа трансформации (метаморфизма). Один из них демонстрируется сравнением вод океана с водами Черного, Каспийского и Аральского морей (табл. 13).

Таблица 13

Сравнение солевого состава вод некоторых бассейнов
(по А. А. Лебединцеву, 1902)

Водоем	NaCl	KCl	$MgCl_2$	$MgSO_4$	$CaSO_4$	Соленость, в ‰	$CaCO_3$	Коэффициент метаморфизма $MgSO_4/MgCl_2$
Океан	78,32	1,69	9,44	6,40	3,94	34,30	0,21	0,68
Черное море . .	77,72	2,99	8,87	7,11	2,58	18,60	1,59	0,80
Каспийское море	62,15	1,21	4,47	23,58	6,92	12,86	1,24	5,5
Аральское море	56,72	1,87	1,36	25,80	12,91	11,28	0,93	18,8

Как видим, метаморфизация воды в данном случае заключается, как было отмечено А. А. Лебединцевым, в резком обогащении ее сульфатами, в частности сульфатами кальция и магния, и обеднении хлоридами натрия и магния. Причиной такого метаморфизма является, как указал А. А. Лебединцев (1902) и подтвердил Л. С. Берг (1908), усиленный внос сульфатов речными водами, в частности Волгой, Амударьей, Сырдарьей.

Из цифр солености бассейнов явствует, что *эта метаморфизация протекает на очень ранней стадии осолонения бассейна* (см. табл. 13, графу «соленость»), *причем на седиментации этой стадии практически не сказывается: во всех бассейнах осаждается* $CaCO_3$. Но как только осолонение продвинется дальше, как, например, в случае Кара-Богаз-Гола, сейчас же специфика метаморфизованной воды выступает очень отчетливо. В самом деле, выпадение $CaSO_4$ при выпаривании нормальной морской воды происходит при солености около 14,4—15‰. Между тем, в Кара-Богаз-Голе — во время его посещения А. А. Лебединцевым — рапа с соленостью в 16% не только давно высаживала гипс, но и садила при зимнем охлаждении мирабилит, налегающий на гипсовый слой. Это означает, что *увеличение коэффициента метаморфизации от 0,7—0,8 до 5,5 (в Каспийском море) вызвало смещение момента садки сульфатов — гипса и мирабилита — на более низкие солености.*

Сущность этого явления для А. А. Лебединцева была совершенно ясна, когда он писал, что Кара-Богаз-Гол — уникальный бассейн, в котором садка мирабилита идет до наступления садки галита, тогда как в других известных тогда соляных бассейнах она наступала *после садки галита.* Аналогичное сдвигание садки гипса вниз по шкале соленостей не было отмечено А. А. Лебединцевым, хотя вряд ли оно ускользнуло от этого проницательного исследователя. В 30-х годах при обследовании залива Кайдак оно было фактически установлено, ибо гипс садился в кутовой части этого залива при солености 5%, когда на дне его еще жили *Cardium edule L.* В Аральском море с его еще более высоким коэффициентом метаморфизации садка гипса, как было показано последующими работами, начинается при солености около 4%.

Но метаморфизация нормальной океанической воды в сторону обогащения ее сульфатами для исследователей описываемого периода отнюдь не являлась единственным видом закономерных изменений ее состава. Изучение Хаджибейского и Куяльницкого лиманов, а также соляных озер Крыма и Перекопа с большой ясностью показало, что имеет место метаморфизация и в обратном направлении, когда *морская вода теряет сульфаты, а коэффициент метаморфизации от 0,7—0,8 падает*

до 0,3—0,4, а в некоторых случаях до нуля; $MgSO_4$ (по расчету) вовсе исчезает из рапы. Как впервые было установлено экспериментально А. А. Вериго, второй тип метаморфизации — хронологически открытый даже ранее первого — возникает, когда бассейн получает речную или грунтовую воду, богатую бикарбонатом кальция. Влияние этого пути метаморфизации сказывается также лишь на поздних ступенях осолонения и выражается в том, что после непродолжительной садки гипса осаждается галит, причем, по экспериментальным данным А. А. Вериго, в водах типично хлоридного типа на этом дело и заканчивается; в некоторых же случаях, когда коэффициент метаморфизации рапы был не слишком низким, порядка 0,3—0,4, после галита садятся сульфаты натрия и магния.

Таким образом, изучение в первом приближении внутриконтинентальных морских водоемов южной засушливой зоны России ознакомило исследователей с принципиально новым, чрезвычайной важности явлением: *метаморфизацией морской воды под влиянием поступления в бассейн речных вод региона. При этом, в зависимости от состава поступающей речной воды, метаморфизация приводит либо к обогащению конечного водоема стока сульфатами и повышению коэффициента* $MgSO_4/MgCl_2$ *до 5—19, либо к понижению содержания сульфатов в рапе и падению коэффициента метаморфизации до немногих долей единицы и даже до нуля.* В характере седиментации эти оба типа метаморфизации бассейновой воды сказываются лишь на высоких ступенях осолонения — богатством и ранним выпадением сульфатов в осадок — в первом случае, поздней их садкой или полным отсутствием — во втором.

Существенным фактом, открытым русскими геологами в рассматриваемом периоде, было установление того, что в озерах северной умеренно влажной и южной засушливой зон аутигенные новообразования совершенно разные. В первом случае это — накопления железа, марганца, аутигенного кремнезема (в виде скорлупок диатомей), наконец вивианита, при полном отсутствии карбонатов кальция, магния, а тем более других легко растворимых солей — $CaSO_4$, NaCl и др. В водоемах засушливого юга, как озерных, так и морских, исчезает то, что так характерно для умеренно влажной зоны, и появляются те минеральные новообразования, которые полностью отсутствуют там. В описываемый период никто из исследователей еще не осознал должным образом и не подчеркнул отмеченной противоположности седиментации водоемов северного умеренно влажного пояса и южного засушливого. Но пройдет совсем немного лет и в 1932 г. В. В. Алабышев укажет на эту зональность озерных отложений, базируясь в сущности почти на том же материале, какой был известен в период с 80-х годов XIX в. до 1915 г. (см. ч. II).

Оценивая вклад русских ученых в познание современного осадкообразования в период с 80-х годов XIX в. до 20-х годов XX в., можно сказать, что *он был отнюдь не малым и с честью выдерживает сравнение с тем, что сделано западными исследователями.* Выручали весьма благодарные объекты, позволявшие выявить изменение осадочного процесса в разных условиях и открывать при этом такие новые и фундаментальные факты и закономерности, которые были неуловимы при изучении таких колоссов, как океаны или крупные моря с нормальным газовым режимом. *Успеху русских исследователей содействовала география страны, чрезвычайно разнообразная и заключавшая в себе много разных форм седиментогенеза.* Этот фактор, положительно сказавшийся на работах периода от 80-х годов XIX в. до 20-х годов XX в., будет очень благотворно действовать и во всем дальнейшем развитии у нас знаний современного осадкообразования.

глава III

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ ПИТАНИЯ ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ ОСАДОЧНЫМ МАТЕРИАЛОМ И О ГЕНЕЗИСЕ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И УГЛЕЙ

Изучение современных осадков было первой основой, на которой формировались литогенетические идеи. Исследование осадочных пород разного геологического возраста стало второй базой. При этом, так как объем древних осадочных толщ огромен, а разнообразие их велико, и к тому же именно этими породами в подавляющей степени занимались русские и советские геологи, естественно, что количество литологических работ, посвященных древним осадочным отложениям, многократно превосходит то, что сделано (и делается сейчас) по современному осадконакоплению. Это обстоятельство делает весьма сложной задачу выяснения развития литогенетических идей, возникших на базе изучения древних толщ.

Нужно, однако, иметь в виду одно обстоятельство, которое заметно облегчает дело. Ведь настоящая книга посвящается *не истории литологии вообще, а лишь истории развития литогенетических концепций, касающихся как конкретных пород, так и осадочного породообразования в целом.* Поэтому мы будем в дальнейшем излагать и анализировать лишь те работы, в которых авторы высказывают эти концепции, притом новые, либо находят новые пути в генетическом исследовании пород или же открывают новые фундаментальные факты. Работы чисто описательные, а также такие, авторы которых просто следуют той или иной литологической идее, высказанной ранее, мы оставим вне разбора, в лучшем случае лишь упомянем о них.

Такое ограничение, вытекающее из задач книги, конечно, существенно суживает круг работ, подлежащих рассмотрению, но все же он остается большим и задача их характеристики достаточно трудной.

В истории развития литогенетических идей, связанных с изучением древних осадочных пород, исследования конца XIX—начала XX вв. представляют *особый*, я бы сказал *исключительный интерес.* Это был период, когда сформировались представления о генезисе подавляющей массы осадочных образований, долго удерживавшиеся потом (по крайней мере до 20—30-х годов, а иногда и дольше), лишь расширяясь, дополняясь, обрастая новыми деталями. Это было время, когда впервые у нас были сформулированы и широко применены принципы сравнительно-литологического метода, который *затем удержался во всем последующем развитии нашей литологии, видоизменяясь, расширяясь, совершенствуясь, и который, в конце концов, привел к созданию чисто эмпирически найденных основ теории литогенеза.* Все это заставляет рассмотреть работы конца XIX—начала XX вв. с достаточной подробностью, как исходный пункт для понимания последующего развития у нас концепций литогенеза прошлых геологических периодов.

1. Источники материала древних осадочных пород

Геологи, занимавшиеся изучением осадочных пород в конце XIX—начале XX вв., имели дело с породами почти исключительно Русской платформы, Донбасса, отчасти осадочными породами палеозоя Урала и мезозойского его плаща, в которых никаких следов вулканического материала не имелось. Естественно поэтому, что в качестве источника вещества принималось выветривание пород водосборных пространств. При этом само выветривание понималось неодинаково.

Большинство геологов отождествляло процессы выветривания с процессами почвообразования, уже в то время достаточно изученными почвоведами (В. В. Докучаевым, К. Д. Глинкой и др.). Этими исследователями была установлена климатическая зональность почв. Подзолы отвечают таежной зоне умеренного климата, чернозем — зоне сухих степей; буроземы и сероземы — полупустыням. В субтропической зоне развиты красноземы, а во влажных тропиках — латеритные почвы, обогащенные полуторными окислами. Эти типы почв представляют собой как бы равновесные системы, отвечающие климатическим условиям области их распространения. При этом почвы умеренного климата — подзолы и почвы тропиков — латериты являются, по тогдашним представлениям, как бы антиподами: при развитии первых выносятся, кроме щелочей и щелочных земель, еще полуторные окислы, и каолина не возникает; при латеритизации вместе с удалением $RO+R_2O$ уносится также кремнезем, а полуторные окислы остаются. В черноземах, буроземах и красноземах вынос компонентов все убывает и заменяется прогрессирующим засолением, сперва карбонатным (черноземы), потом сульфатным и хлоридным (буроземы, сероземы).

Такая трактовка процессов выветривания, однако, не удовлетворяла некоторых геологов, особенно тех из них, которые занимались каолинами, возникшими на гранитах. Накопление Al_2O_3, сохранение FeS_2, наличие унаследованной структуры пород при резком выносе оснований — все эти черты резко отличали каолинизацию от продуктов современного почвенного выветривания и породили идею об особом типе *глубинного выветривания*, обусловленного деятельностью грунтовых вод и протекавшего в существенно иной обстановке, чем выветривание поверхностное. Эта точка зрения была отчетливо выражена И. И. Гинзбургом (1912) в его монографии «Каолин и его генезис».

«Следовало бы, — пишет он, — отделить процессы разложения, вызванные катогенными, нисходящими растворами, от аногенных (гидротермальных. — *Н. С.*). При катогенном разложении пород следует различать поверхностную зону и зону глубинную. Первая выражается как зона механического выветривания, действия органических кислот, кислорода и углекислоты воздуха, азотистых соединений, выпадающих вместе с атмосферными осадками; это зона выпадения гелей; вторая, глубинная зона, зона медленного векового выветривания, является зоной, где совершаются только химические превращения и где образуются соединения большею частью с кристаллическими формами; может быть, верхняя зона является также более зоной вымывания, распада и разрыхления, нижняя — зоной накопления. В поверхностной зоне следует, в свою очередь, отличать самую верхнюю часть, являющуюся почвенной зоной, и нижнюю, переходную к глубинной зоне. Главный интерес для нас представляет последняя. По всей вероятности, в ней удастся по различному отношению минералов и окислов различить также отдельные части, как это пытался сделать для вторичных пород Ланг.

Границы между этими зонами, понятно, не могут быть ясными, климатические условия должны их в широких пределах передвигать. Таким

образом, зона глубинного, или векового, выветривания тоже не является чем-то абсолютно постоянным, но ее колебания уже обязаны глубоким изменениям в климате, в уровне грунтовых вод и т. д., т. е. изменениям, которые сами по себе могут носить вековой характер. Продукты глубинного выветривания могут быть различны: в одних случаях мы можем иметь дело с каолинизацией пород, в других — с образованием серпентина и т. д.» (Гинзбург, 1912, стр. 270).

При существенно различном понимании выветривания разными геологами они сходились в том, что независимо от типа выветривания оно все же оставалось единственным источником вещества, за счет мобилизации которого возникли осадочные породы изучавшихся регионов — Русской платформы, Донбасса, мезозоя восточного склона Урала и др. Необходимости искать вулканогенный источник для вещества этих пород еще не было, и потому идея о вулканогенно-осадочном типе литогенеза в те годы просто еще не родилась. Ее возникновение связано с гораздо более поздним временем, а интенсивное развитие — с последними 10—15 годами.

Посмотрим теперь, что знали геологи о тех осадочных породах, какие они изучали.

2. Исследование песчаных пород юга России

Микроскопические исследования песчаных отложений в конце XIX—начале XX в. были немногочисленны и чаще всего очень кратки и поверхностны и касались в большинстве случаев молодых — верхнемеловых, палеогеновых пород, либо докембрийских — шокшинских, овручских (П. А. Тутковский, А. В. Гуров, С. К. Богушевский и др.). Среди этих работ наиболее обстоятельными были статьи В. И. Лучицкого (1901) о палеогеновых (бучакских и полтавских) песчаниках Киевской, Волынской и Черниговской губерний и В. В. Дубянского (1905) об овручских песчаниках.

В. И. Лучицкий изучил, в сущности, очень ограниченный материал, происходящий всего из 14 разрезов (5 — в Киевской губернии, 3 — в Волынской, 6 — в Черниговской). Все образцы подразделены им на две группы. К первой относятся песчаники из Радичева, Неверовки и Бучака; в их составе, кроме кварца, играющего преобладающую роль, встречаются многие другие минералы, притом в значительном количестве, всегда присутствует глауконит, кремнистый же цемент местами преобладает над кластическими элементами.

Ко второй группе относятся песчаники остальных одиннадцати разрезов; они совершенно лишены глауконита, а кремнистый цемент всегда незначителен по массе.

Микроструктура кварца и, главным образом, его микровключения (иголочки трихита, циркон, реже апатит, турмалин, биотит, мусковит, роговая обманка, авгит, дистен, магнетит, оливин, микропертит, а также жидкие включения) очень близки к микроструктуре кварца гранитов юго-западного края, так что, по всей вероятности, кварц, как и другие кластические компоненты, происходит из этих пород.

Глауконит является вторым по значению минералом в тех образцах, где он вообще присутствует. Он содержится в количестве от 8—10 до 20—25% от числа зерен кварца. Глауконит встречается в трех формах: а) в виде округлых, овальных, обтертых зерен, то неправильной формы, то напоминающих ядра фораминифер; эти зерна наиболее распространены; б) в виде более крупных зерен, очертания которых неясны и как бы сливаются с окружающим глинистым цементом; этим зернам присущи трещины, пересекающиеся друг с другом; в) пигментный глау-

конит. «Аморфный глауконит не встречался ни разу» (Лучицкий, 1901, стр. 261). Глауконитовые зерна первой группы автор считает, вслед за П. Я. Армашевским, переотложенными из меловых отложений, второй и третьей — первичными.

Изредка встречаются мусковит, полевые шпаты, обычно слабо выветрелые (причем ортоклаза в общем больше, чем плагиоклаза), циркон, гранат, рутил, турмалин — все «несомненно кластического происхождения» (там же, стр. 265).

Цемент в песчаниках образован опалом, халцедоном и кварцем вторичного происхождения. Опал то бесцветен, то окрашен в буровато-коричневый цвет, обычно имеет «мелкозернистое строение», реже лишен какой бы то ни было заметной структуры. Одна часть его образует слоистые оболочки вокруг кластических зерен, толщиной от 0,017 до 0,046 *мм*; другая — заполняет промежутки между зернами. Халцедоновый цемент также то слагает оболочки вокруг кластических зерен, то заполняет поры. Оболочки обыкновенно слоисты и имеют радиальнолучистое строение. В некоторых оболочках различаются два-три слоя, отличающиеся друг от друга расположением волокон. Аутигенный кварц обнаружен в 9 из 14 исследованных песчаников; его зерна угасают одновременно с кластическим кварцевым зерном, образуя вокруг него слоистые оболочки.

«Разбирая вопрос о происхождении цемента (в песчаниках с малым его количеством. — *Н. С.*), — пишет в заключение В. И. Лучицкий, — мы видим, прежде всего, что условия залегания этих пород в виде конкреционных глыб, полная подчиненность цемента их свидетельствуют в пользу того, что цементирование их началось уже после отложения осадка. Источниками кремнекислоты цемента ... могло служить прежде всего растворение организмов; по всей вероятности, этот фактор, если играл некоторую роль, то во всяком случае незначительную, тем более, что в этих песчаниках ни разу не наблюдались остатки кремнистых организмов. Второй источник кремнекислоты — выветривание полевых шпатов — в этих песчаниках незначительно; во-вторых, этот минерал почти совершенно свеж или только слабо выветрился; сильно выветрившиеся зерна, а тем более совершенно разложившиеся, не встречаются. Такую же незначительную роль сыграло и разрушение глинистых частиц, хотя есть указания в пользу того, что и оно сыграло некоторую роль, именно: *в песках* из Новгород-Северска наблюдается присутствие глины, *в песчаниках*, залегающих в них, она совершенно отсутствует. Главконит, вопреки К. Глинке, не играл никакой роли в образовании песчаника из Новгород-Северска, так же как в образовании других песчаников этой группы, так как в отложениях, в которых залегают эти песчаники, главконит совершенно не наблюдается. Горячие растворы тоже мы должны оставить в стороне. Остается один источник, которому, по всей видимости, принадлежит главная роль в образовании цемента песчаников (рассматриваемой. — *Н. С.*) группы — участие вышележащих отложений (глин, суглинков, лёсса), в которых просачивающиеся атмосферные воды получают достаточное количество кремнекислоты; в пользу того же говорит и то, что местами в глыбах песчаников наблюдаются внутри несцементированные пространства» (там же, стр. 268, 269).

Что касается песчаников с обильно развитым кремнистым цементом, а также таких, в цементе которых наблюдается глинистое вещество, то «на основании имеющихся данных невозможно решить вопрос о происхождении его (цемента. — *Н. С.*) сколько-нибудь точно. Можно только сказать, что глинистый цемент в песчаниках... находится во вторичном местонахождении, но отнюдь не образовался из полевого шпата в самом песчанике после отложения осадка» (там же, стр. 269).

Овручские песчаники, подробно описанные В. В. Дубянским (1905),

сходны с третичными кремнистыми песчаниками в том отношении, что в обоих случаях породы состоят в решающей степени из кластического кварца, сцементированного кремнеземом, и что этот кластический материал произошел в результате размывания гранитов южнорусской кристаллической гряды. Но имеется и существенное различие. В овручских песчаниках нет свежих полевых шпатов и роговой обманки. В темно-малиновой крупнозернистой их разности эти минералы превращены в тонкочешуйчатый агрегат мусковита. В красных и розовых алевритовых песчаниках таких агрегатов нет, но есть тонкочешуйчатый мусковит, входящий в состав цемента и, по мнению автора, аутигенный по происхождению. Другим коренным отличием овручских песчаников от третичных является полное отсутствие опала и наличие лишь халцедона, то мелкозернистого, то крупнозернистого, а также вторичного кварца. Темно-малиновый цвет в одних разностях, красный и розовый — в других обусловлены слегка повышенным содержанием железа в виде гематита, магнетита, бурой окиси железа; первые два минерала имеют частью кластический, частью аутигенный генезис.

Цементация кластического материала овручских песчаников обусловлена, по мнению В. В. Дубянского, действием вод, просачивавшихся через них и в них циркулировавших. При этом в темно-малиновых песчаниках состав вод был однородным, в красных — он менялся: одни отложили кремнистый цемент, другие — мусковитовый.

Автор называет овручские песчаники кварцитовидными, но не кварцитами. Их уплотнение и далеко зашедшую перекристаллизацию он приписывает действию времени: овручские песчаники гораздо древнее третичных. Сколько-нибудь существенное влияние давления в формировании песчаников отрицается.

Если учесть, что другие авторы (П. Я. Армашевский, А. В. Гуров, П. А. Тутковский, Н. П. Барбот-де-Марни, Г. А. Радкевич и др.) описывали все те же третичные и меловые пески и песчаники юга России либо шокшинские песчаники (А. А. Иностранцев), то станет ясным, что из большого разнообразия песчаных пород русские геологи конца XIX—начала XX в. детально знали лишь небольшую и притом наиболее простую их часть — то́, что теперь называют олигомиктовыми и кварцевыми песками и песчаниками. К тому же территориально изучавшиеся петрографически образования были локализованы на площади платформ. Более сложные минеральные группы песков и песчаников — мезомиктовые и полимиктовые, развитые главным образом в геосинклинальных зонах, оставались пока вне поля зрения исследователей. Включение их в работу станет делом будущего. Правда, сибирские геологи, занимавшиеся поисками золота, знали и полимиктовые песчаники, но описывали их весьма кратко, визуально и литологическому исследованию не подвергали.

3. Общие представления о глинах как породе

Как известно, глины являются одной из труднейших для исследования осадочных пород; познание их природы требует применения весьма разнообразных и тонких методов: рентгена, термики, электронной микроскопии, электронографии. В рассматриваемом периоде ни одного из этих методов в руках геолога еще не было, и они должны были ограничиваться лишь механическим и химическим анализами глин, а также некоторыми скорей техническими, чем литологическими испытаниями пластичности, огнеупорности, усадки и т. д. При таких условиях, естественно, взгляды на петрографическую и минералогическую природу глин отличались и у зарубежных, и у русских исследователей достаточной

неопределенностью, что хорошо было показано П. А. Земятченским в статье 1923 г. «Что такое глина» [1].

Наметились два направления. Последователи первого, или химико-минералогического, принимали, что характерными своими свойствами глины обязаны водному силикату глинозема. «Взгляд этот, — пишет П. А. Земятченский, — основан на случайном обстоятельстве. Глины, впервые подвергшиеся химическому и механическому исследованию, принадлежали к особой группе глин — фарфоровых глин. Последние же состоят обыкновенно из силиката, весьма близкого к формуле: $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, т. е. к формуле каолинита. Однако позднейшие исследования различных фарфоровых глин, получивших название каолина, показали, что далеко не всегда состав чистых фарфоровых глин отвечает каолину, а скорее другим водным силикатам глинозема — галлуазиту, индианиту и другим, точно неустановленным силикатам глинозема или их смесям. Это обстоятельство заставило сторонников химического направления расширить представления о химическом составе глин, относя к глине, кроме каолина, также и другие водные силикаты» (Земятченский, 1923, стр. 24). Представителями химико-минералогического направления у нас были В. Ф. Алексеев и И. И. Гинзбург.

Сторонники другого — физического — направления считали, что свойства глины как горной породы обусловлены физическим состоянием частиц, а именно степенью их измельчения, или дисперсности, до коллоидной включительно. Ярким представителем этого направления был П. А. Земятченский, который еще в 1896 г. писал: «Существует только одна глина в физическом смысле и никакой другой глины нет, как нет песка в химическом смысле, а только в физическом, т. е. термин этот чисто петрографический, а не химический. Все характерные свойства глин не составляют исключительной принадлежности водного кремнекислого глинозема, а зависят от физического состояния (мелкости) частиц, которые могут относиться к различным минералам. Смотря по физическому состоянию (по степени измельчения), сам водный кремнекислый глинозем может быть и глиной, и песком, и супеском» (Земятченский, 1896, стр. 230).

Указанные принципиально различные понимания природы глин как породы, однако, не имели у нас влияния на исследовательскую работу геологов в рассматриваемом периоде, ибо изучались практически лишь каолины и близкие к ним глины (огнеупорные, гончарные и др.).

Первой крупной исследовательской работой, проведенной в этой области, была монография П. А. Земятченского (1896) «Каолинитовые образования Южной России».

4. «Каолинитовые образования Южной России» П. А. Земятченского

«Русская геологическая, а тем более минералогическая литература, — начинает П. А. Земятченский свою книгу, — не отличается обилием монографий, в особенности же, как это ни странно, по отношению к таким минералам, которые принято называть „полезные ископаемые“. Можно, кажется, принять за правило, что чем распространеннее минерал, чем обширнее и обыденнее его применение, тем меньше обращают на него внимание. К числу таких обездоленных образований принадлежат так называемые „глины“, существенную часть которых составляют разные

[1] Работы, обсуждавшиеся в этой статье, не выходят за пределы 1916 г., почему я и позволяю себе здесь использовать ее для характеристики взглядов геологов конца XIX—начала XX в.

виды кремнекислого глинозема» (стр. 5). Автор ставит своей задачей заполнить этот пробел. Его работа базируется на обширных лично им собранных материалах в б. Екатеринославской, Полтавской, Харьковской, Киевской и Таврической губерниях. Этот материал потребовал нескольких лет упорных лабораторных занятий, главным образом выполнения химического и механического анализов. В результате получилась оригинальная широкая работа, надолго определившая представления наших геологов в этой области.

Каолиновые образования приурочены к южнорусской кристаллической полосе, сложенной главным образом гранитами и гнейсами. Это обстоятельство «наложило резкий отпечаток на характер осадочных образований, заимствовавших материал из продуктов главным образом выветривания и разрушения, которым в течение целого ряда веков подвергались коренные породы южнорусской гранитной степи...

...Как известно, главными продуктами выветривания гранитов, гнейсов, сиенитов и других полевошпатовых пород являются: каолин, кварцевый песок и слюда. В зависимости от характера выветривающейся породы к ним примешиваются в различных количествах водные и безводные окислы железа, углекислый кальций и некоторые другие вещества, не имеющие, впрочем, существенного значения. Вот из этих-то продуктов и сложены те осадочные образования, которыми покрыты кристаллические породы» (там же). «Это обстоятельство резко отразилось на литологическом характере и порядке распределения различных пород, охватывающих кольцом и покрывающих кристаллическую ось. Как в самых древних осадках, принадлежащих каменноугольному периоду, так и в более новых третичных вблизи кристаллических пород мы находим грубый тяжелый материал в виде песков, песчаников, гравия, конгломератов и пр.; тут же в виде гнезд находятся мелкие, тонкоотмученные продукты выветривания кристаллических пород — различные глины» (стр. 3). «И действительно, кажется, нигде нет такого богатства и разнообразия каолиновых пород, как на юге России. Некоторые местности давно уже приобрели, так сказать, классическую известность в этом отношении; но несравненно больше богатств еще не открытых или известных только местному населению, не знающему никакого применения для названного минерала, как лепить грубые копеечные горшки или белить хату. Кажется, природа, лишив страну леса, решила вознаградить ее глиною, которая служит почти универсальным материалом, идущим для удовлетворения всевозможных обыденных нужд. Начиная с хаты, кончая ложкой, вся домашняя утварь делается из глины» (стр. 5).

Всю совокупность изученных каолиновых глин П. А. Земятченский делит на две генетические группы: первичные, «находящиеся на месте своего образования», и переотложенные, которые по своему возрасту принадлежат к юрской и третичной системам. Первой группы он касается только вскользь. «Распространение их тесно связано с выходами ... главным образом гранитов, сиенитовых гранитов, сиенитов и гнейсов. Наиболее чистые разности получаются из гранитов и гнейсов; они содержат в себе только зерна кварца, гораздо реже — слюды. Из сиенитов и сиенитовых гранитов образуются желтоватые и розоватые разности вследствие присутствия в них заметных количеств окислов железа — продукта разложения роговой обманки, находившейся в названных породах. Мощность их весьма различна и достигает иногда до 2-х и более сажен. Что касается процесса образования каолина из полевых шпатов, то он в общих чертах стал азбучной истиной», хотя в деталях еще много неясного. Не входя в них, П. А. Земятченский замечает лишь, что «образования этого рода могут накопляться в течение не одной, а нескольких эпох; могут совершаться не только под современными образованиями, где мы главным образом и имеем возможность их наблюдать, но

и на значительных глубинах, под толщами слоев различных систем, лишь бы имелся доступ воды, содержащей угольную кислоту» (стр. 139).

ПЕТР АНДРЕЕВИЧ
ЗЕМЯТЧЕНСКИЙ
1856—1942

Юрские глины были установлены П. А. Земятченским около г. Изюма (у Николаевки и Рай-Александровки). «Глины эти занимают обширную площадь, достигают значительной толщины (наиболее чистые до 4 *м* и более. — *Н. С.*) и отличаются удивительным однообразием» (стр. 137). Очень хорошо отсортированы от песка. По цвету — серые, но содержат обычно стяжения бурого железняка, на определенных горизонтах. «В верхних горизонтах, там, где начинает появляться охряное окрашивание, нами найден отпечаток аммонита, но в таком состоянии, которое исключало возможность ближайшего его определения» (там же). «Местами (в желваках Fe_2O_3. — *Н. С.*) найдены остатки хорошо сохранившегося фрагмаконуса, состоящего также из бурого железняка». По химическому типу глины относятся к категории огнеупорных горшечных глин. «Мы должны смотреть на мощные залежи серых огнеупорных глин Изюмского уезда, — пишет П. А. Земятченский, — ... как на осадки более или менее глубокого моря. Почти полное исчезновение белемнитов и превращение их местами в бурый железняк указывает на те глубокие превращения, которым подверглись юрские осадки под влиянием гидрохимических процессов, совершавшихся в них в течение целого ряда последующих эпох» (стр. 138).

Второй горизонт глин подчинен белым кварцевым пескам третичного возраста (вероятно, полтавским по схеме Н. А. Соколова, хотя П. А. Земятченский такого термина не употребляет. — *Н. С.*). «Глины образуют более или менее тонкие прослойки среди песков, редко достигающие толщины одного-двух аршин, чаще всего в фут и даже в несколько дюймов. В горизонтальном направлении они обыкновенно быстро выклиниваются, причем в одном каком-нибудь быстрее, чем в другом; от этого залежи их имеют вид более или менее узких полос, часто изогнутых. Иногда, в особенности тонкие прослойки, являются сильно искривленными, быстро прерываются, сменяясь новыми; и это повторяется в одном обнажении по нескольку раз...» (стр. 133). «В случае значительной толщины залежь довольно быстро оканчивается в боковом направлении, быстро переходит в прилежащий песок, так что кажется прислоненною. Таким образом, залежь имеет вид вала, окруженного со всех сторон песком» (стр. 135). В глине встречаются листочки серебристо-белой слюды и каолина. Химический состав глин весьма близок к идеальному, требуемому общепринятой формулой каолинита: $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ (46,5% SiO_2; 39,56% Al_2O_3; 13,9% H_2O). По границам залежей глины слегка опесчаниваются. Все такие «выклинивающиеся прослойки тонкоотмученных глин представляют отложения в небольших углублениях на дне того бассейна, в котором отлагались и пески... При таком способе происхождения глин легко понять нахождение наиболее чистых разностей — каолинов и каолиновых глин — в виде больших штоков, встречающихся

среди песков третичной системы, например штоки каолина около сел Благодатного и Владимировки. Это были наиболее глубокие места в старицах, омута́, как их обыкновенно называют, находившиеся неподалеку от выходов каолинизированных гранитов, которые и дали материал для заполнения о́мута, причем близость переноса обусловила чистоту отложившегося каолина: он не мог, не успевал перемешаться с другими тончайшими минеральными частицами. Подобный процесс образования каолиновых залежей происходит и в настоящее время, как это нам пришлось наблюдать на речке Саксагани в окрестностях Кривого Рога. Здесь Саксагань подмывает выступы совершенно каолинизированных гранитов, взмучивает каолиновые частицы, вследствие чего получает совершенно молочный цвет. Районы молочно-белой мути наблюдаются также против устьев зарождающихся оврагов, прорезывающих каолинизированные граниты (и сиенитовые граниты). Очевидно, в таких местах трудно встретить какие-либо организмы, чем и объясняется полное их отсутствие ... в мощных (штоковых) каолиновых залежах. Само собою разумеется, что случайное занесение их в такие места вполне возможно; но подобные явления не могли происходить часто» (стр. 135, 136).

Третий горизонт, названный П. А. Земятченским горизонтом пестрых глин, располагается на (полтавских? — *Н. С.*) песках и тесно связан с ними постепенным переходом, тогда как четвертичные отложения налегают на него с размывом. «Они встречаются на обширном пространстве в губерниях Киевской, Херсонской и в особенности Полтавской и Харьковской...» В целом «„пестрые глины“ являются в виде острова, окруженного со всех сторон песчанистыми образованиями, которые относятся к третичной системе». Однако внутри очерченной области глины залегают не сплошным пластом, а иногда наблюдаются переходы в горизонтальном направлении в весьма песчанистые разности, а также в белые кварцевые пески. Мощность от 2 до 10 *м*. «Бросающимся в глаза признаком является яркая, разнообразная окраска — от темной, иногда совершенно черной, через серую, зеленоватую до ярко-красной, оранжевой и охря́но-желтой. Но нигде окраска не является однородной; она образует различного рода пятна и включения в глинах других цветов» (там же). Обычно глины слегка песчанисты (фракция более 0,25 *мм* составляет до 2—3%), не содержат никаких органических остатков, но встречается гипс (до 0,3%), и в водной вытяжке есть NaCl. Состав колеблется от чисто каолиновых (белые глины) до каолина, сильно загрязненного другими алюмосиликатами и кварцем. П. А. Земятченский по одному анализу даже признал, что «значительные количества извести, а также закиси железа, ... находятся ... в виде особенных силикатов» (стр. 123). Что касается условий образования, то, «судя по всему, „пестрые глины“ представляют последнюю стадию деятельности третичных бассейнов» (стр. 128) — своего рода «солонцы, которые получают большое развитие по близости отступающего моря...» «Будучи отчасти связанными с морем (солонцы. — *Н. С.*), по существу остаются образованиями сухопутными. Нахождение в пестрых глинах исключительно растительных остатков вполне согласуется с подобным допущением, а их чрезвычайная редкость обусловливается неблагоприятными условиями для развития растительности и, в особенности, для сохранения ее остатков» (стр. 131).

Итак, П. А. Земятченскому на основе многолетних исследований каолиновых образований юга России удалось определить принадлежность их к трем различным стратиграфическим горизонтам, выяснить их фациальный тип и выделить, путем многочисленных, им самим сделанных, химических анализов как ряд месторождений чистейшего каолина, не уступающего по качеству лучшим зарубежным сортам, так и месторождений каолина, загрязненного другими алюмосиликатами и кварцем и

потому низкосортных (огнеупорные глины разных сортов, гончарные и т. д.). П. А. Земятченский изучал также некоторые физико-химические особенности глин, отношение их к разным реактивам, пытался дать химические формулы каолинитов, выяснить характер воды в каолинитах, но все это относится скорее отчасти к минералогии, как таковой, отчасти к технологии глин, и потому мы этой стороны дела касаться не будем. Для развития литогенетических идей у нас изучение этих вопросов ничего не дало.

5. «Каолин и его генезис» И. И. Гинзбурга

В 1912 г. появилась довольно большая монография И. И. Гинзбурга «Каолин и его генезис». Задача ее определена автором так: «Настоящая работа ... имеет своею целью: познакомить русских читателей с современным состоянием вопроса о каолинизации, дать возможность разобраться в накопившейся литературе, критически отнестись к существующим взглядам и попытаться применить существующие теории к месторождениям в России» (стр. 246). При этом, в противоположность П. А. Земятченскому, которого интересовали вторичные, или переотложенные, каолины, И. И. Гинзбурга интересует генезис именно этих первичных, а не переотложенных каолинов. Анализируя содержание книги, нетрудно убедиться, что в результате полевых работ и изучения огромной (354 названия) литературы автор пришел к собственной концепции, которая схематически и излагается применительно прежде всего к русским каолинам. Именно эта, генетическая сторона книги нас сейчас и интересует.

Рассматриваются три теории генезиса первичного каолина: поствулканическая, болотная и теория выветривания.

Из разных поствулканических теорий И. И. Гинзбург считает доказанной лишь каолинизацию кислыми источниками вмещающей их породы, а также каолинизацию зальбандов жил гидротермальными водами. В качестве примера приводится так называемая пеликанитовая полоса гранито-гнейсового массива юга России. Она тянется более чем на 150 *км* в длину, при нескольких — в ширину, по Бердичевскому и Липовецкому уездам, заканчиваясь в Уманском уезде. Пеликаниты — это окремнелые, пропитанные опалом граниты, образующие в рельефе холмы. Впадины между ними заняты каолинизированными гранитами и каолинами. «Впечатление, — пишет И. И. Гинзбург, — получается такое, как будто из середины каолиновой залежи подымались источники, каолинизируя боковую породу у каналов нацело, а дальше от них все слабее и слабее, отчего и получилась у более далеких от центра частей более слабая каолинизация со слабым выносом отщепившегося кремнезема» (стр. 432). «Не подлежит ни малейшему сомнению, что как пеликаниты, так и первичные каолины этих мест образованы одновременно одним и тем же процессом, только пеликаниты суть недокаолинизированные граниты с оставшейся невынесенной кремнекислотой в виде опала, вероятно, вследствие отсутствия большого количества воды» (стр. 435).

Суть болотной теории, в основном разработанной Штремме, состоит в том, что богатые гумусом и CO_2 болотные воды, проникая вниз, в ложе, на котором располагается болото, — все равно, будет ли это гранит или осадочные породы, — разлагают их, выносят щелочи, щелочные земли, избыточную SiO_2 и превращают свое ложе в каолиновый слой. Разбирая эту схему, И. И. Гинзбург пишет, что «приходится, безусловно, согласиться с возможностью каолинизации пород под болотами, бурым углем и каменным углем. Весьма вероятно, что генезис ряда залежей огнеупорных глин или даже каолинов небольшой мощности связан с бу-

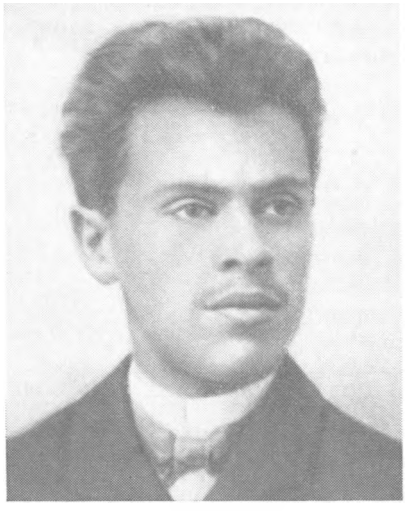
рыми углями и т. п. отложениями» (стр. 462). «Однако южная Россия ... может служить прекрасным подтверждением *неправильности взгляда Штремме* (курсив мой — *Н. С.*): огромное большинство каолинов южной России не связано и, вероятно, никогда не было связано с отложениями бурого угля» (стр. 446); лишь «в отдельных, более местных и частных случаях теория Штремме может быть приложена и к России» (стр. 460).

Третьей теорией каолинообразования, которой придерживается И. И. Гинзбург и которую он стремится разработать, является теория выветривания пород под влиянием атмосферных агентов, но не в любых физико-географических условиях, как думала «старая школа геологов» (стр. 466), а в строго определенных. Интересен метод, примененный И. И. Гинзбургом к отысканию этих условий. «Чтобы подобная климатическая теория могла быть обоснована, — пишет он, — нужно постараться найти на земном шаре такие местности, где бы в настоящее время происходило образование и концентрация каолинов первичного характера; далее следует уточнить, каковы существующие при этом климатические условия (понимая слово «климатические» в самом широком смысле), и исследовать, не были ли благоприятные условия для каолинизации в прошлые периоды жизни Земли» (стр. 468) — метод, как видим, совершенно актуалистический.

Просматривая с этой точки зрения современные почвы, И. И. Гинзбург приходит к заключению, что «подзолистый тип выветривания и степной ... не ведут к образованию каолинитовых скоплений». «О черноземном типе следует оговориться, что нижние его зоны как будто обнаруживают некоторую каолинизацию пород...» Но «возраст большинства каолинов ... не позже миоцена; этого одного достаточно, чтобы не считать их следствием степного выветривания, которое могло иметь место, во всяком случае, не раньше окончания ледникового периода» (стр. 471). Наличие каолинита установлено лишь в субтропических красноземах и тропических латеритах, причем «красноземы представляют более богатый каолином материал, чем латериты, и условия их образования, вероятно, более благодарны для образования каолинов. Это позволяет предполагать, что условия образования каолина, благодаря почвенному выветриванию, были более близки к условиям субтропических стран в присутствии, вероятно, большого количества гумозных веществ, как условия, необходимого для существования среды, при которой окислы железа могли бы выноситься» (стр. 482). По сравнению с двумя другими, выше описанными путями образования каолинов (поствулканический, болотные воды), климатический тип был, «*вероятно, наиболее распространенным и важным*». Этот каолин «возникал в условиях субтропического выветривания под большими древними лесами (вроде саванн нынешней Центральной и Южной Америки), когда обилие влаги, тепла, большого количества гумуса производят одновременно и каолинизацию породы, и вынос окислов железа. Вероятно, также и глубина разложения пород при этом могла быть довольно значительной. Весьма возможно, что здесь скрещиваются процесс каолинизации, обязанный климатическому выветриванию, и образование бурого и каменного угля, отчего и получается впечатление, будто отложение бурого и каменного угля вызвало каолинизацию породы. Что это (скрещивание. — *Н. С.*) возможно, доказывается следующими соображениями. Область распространения каолинов гораздо значительнее, чем залежи бурого угля, которые занимают в подобных случаях лишь отдельные острова...»; кроме того, «болотный режим сам по себе обусловлен определенными климатическими условиями» (стр. 486). Автор обращает внимание на то, что «может быть, и близость, и перемежаемость отложений железных руд (и марганцовых) с каолиновыми месторождениями, особенно тогда, когда и те и другие занимают обширные площади и касаются не только пород изверженных,

но и осадочных, может дать основание подозревать климатический тип каолинизации» вроде описанного выше.

И. И. Гинзбург считает, что в истории Земли были три эпохи, режим которых был на территории России благоприятен каолинообразованию: каменноугольная, юрская и третичная. «Здесь следовало бы, может быть, указать еще одно соображение, а именно: на колебание (содержания. — *Н. С.*) CO_2 в воздухе в прошлые геологические эпохи. Третичная, каменноугольная и юрская эпохи были богаты дислокационными процессами, извержениями огромных масс эффузивных пород и последующими поствулканическими процессами, водными и газообразными выделениями. Нет ничего невероятного в увеличении при этом содержания углекислоты в воздухе и в отражении этого процесса на характере выветривания. Может быть, этим следует объяснять, что каолины поствулканического происхождения и образовавшиеся вследствие климатического выветривания находятся в одной области и приурочены к одному возрасту. Как бы то ни было, но таким путем намечаются несколько эпох в жизни земного шара, когда климатические условия оказывались благоприятными разложению породы в каолиновые продукты. Может быть, эти эпохи отличались несколько бо́льшим содержанием CO_2 в воздухе, так как они стоят в связи с эпохами наибольшей дислокации земной коры. Но это условие вовсе не является обязательным для того, чтобы происходило каолинообразное выветривание пород (каолинообразное в том смысле, что каолин является при этом главной составной частью продуктов выветривания). Такова в общих чертах схема климатической теории каолинообразования, которая нами намечается. Она дает объяснение нахождению каолина под и вместе с бурым углем, она объясняет и покровный характер каолиновых образований и, наконец, связывает воедино ряд явлений, наблюдаемых при каолинизации: образование каолиновых залежей, отложения железа и, аналогично, марганца и графита (? —Н. С.), и в явлениях современного выветривания она находит некоторые аналоги» (стр. 487, 488).



ИЛЬЯ ИСААКОВИЧ
ГИНЗБУРГ
1882—1965
Снимок относится к началу его научной работы. Публикуется впервые.

6. «Опыт характеристики генетических типов глинистых образований» И. И. Гинзбурга

Три года спустя И. И. Гинзбург (в 1915 году) опубликовал большую статью «Опыт характеристики генетических типов глинистых образований», которая является как бы продолжением и расширением его работы о каолине. «Под „глинистыми образованиями“», — пишет И. И. Гинзбург, — мы подразумеваем те породы, в которых глинистое вещество является одной из главных составных частей. Глинистым же веществом мы называем природные соединения, состоящие из водного кремнистого алюминия или, выражаясь терминологией В. И. Вернадского, соединения,

представляющие собою свободные «кремнеглиноземистые» кислоты. Минералогический состав глинистого вещества весьма разнообразен; сюда относятся глины типа:

Каолина, или накрита ($2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) — моноклинная система
Галлуазита ($2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + aq$) — аморфная система
Ректорита ($H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) — моноклинная система
Ньютонита ($4H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) — гексагональная система
Пирофиллита ($H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$) — моноклинная система
Монтмориллонита ($H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + aq$) (?)
Фолерита ($4H_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$) — гексагональная система
Цимолита ($6H_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 9SiO_2$)
Аллофана ($Al_2SiO_5 \cdot 5H_2O$)

и ряд других глин, как коллирит, шреттерит, индианит, самоит и др.

Глинозем в этих глинах может частично замещаться окисью железа, и тогда мы имеем переходные типы к железистым глинам (нонтроните, болюсу и т. п.):

Отдельные минералогические неделимые глины обыкновенно бывают весьма незначительных размеров и часто характеризуются очень плохой окристаллизованностью или даже отсутствием таковой; в последнем случае они представляют собою аморфные или кристаллические тела. Во многих случаях весьма вероятно, что мы имеем дело даже не с химическими соединениями, а с коллоидными смесями гидратов кремнезема и глинозема (аллофановые глины), также с тонкими смесями глин различных составов, кроме того, возможно существование адсорбционных систем глин и отдельных их окислов...» (Гинзбург, 1915, стр. 1, 2).

Все это затрудняет минералогическую классификацию глин, но генетическую классификацию глинистых пород И. И. Гинзбург все же считает возможной; «мы делаем это скорее всего из желания разобраться в накопляющихся данных и отделить от смешения в одно общее понятие, обозначаемое словом «глины», продукты различного происхождения и часто различного состава» (там же).

Не излагая словами предложенной им классификации, мы изобразим ее в виде схемы, с необходимыми пояснениями.

Различаются две основные группы глин — автохтонные и аллохтонные:

I. Автохтонные
- А. Остаточные глины разложения
  - почвенного (а);
  - глубинного, возникшие под действием вод почвенных и водоносных слоев — каолин (б);
  - под бурыми и каменноугольными отложениями (в);
  - связанные с деятельностью термальных вод (г).
- Б. Остаточные глины выщелачивания, главным образом возникающие при выщелачивании известняков, бедных нерастворимым остатком.
- В. Глины — химические осадки; «образуются путем выпадения из водных растворов, содержащих растворимые гидраты Al_2O_3 и SiO_2, когда такие взаимодействующие растворы встречаются». К этой группе «относятся, вероятно, глины типа: аллофана, монтмориллонита, самоита, шреттерита, индианита, ньютонита, ректорита и некоторые другие, также иногда каолинит и пирофиллит» (стр. 23).

II. Аллохтонные	Ледниковые	глинистые	образования
	Делювиальные	»	»
	Аллювиальные	»	»
	Озерные	»	»
	Морские	»	»
	Лёссовидные	»	»

И. И. Гинзбург пытался охарактеризовать химические и минералогические особенности выделенных типов глинистых пород, однако четкости при этом не получилось, ибо обнаружилось множество неясных мест и возникло много вопросов при дальнейшей работе. В постановке этих вопросов, думается, и лежит главная ценность предложенной генетической классификации.

Несмотря на большую работу по глинам, проведенную за рубежом и у нас в первые два десятилетия XX в., неопределенности в вопросе о том, что же такое глины, все-таки не были устранены, и П. А. Земятченский, в упомянутой выше статье 1923 г., остался при своем мнении, что глины — понятие физическое: совокупность частиц весьма разного состава, но очень малого размера.

Окончательное разрешение этого вопроса придет еще не так скоро. Но благодаря работам И. И. Гинзбурга стало вполне вероятным, что, по крайней мере, одна группа глин — каолиновые — обязана своим генезисом преимущественно выветриванию, притом не почвенному, а глубинному, обусловленному деятельностью грунтовых (подпочвенных) вод. При этом само это выветривание развивается далеко не везде, а лишь в зонах субтропического и тропического климата; в последнем, впрочем, каолин является лишь промежуточным звеном к формированию латеритного горизонта. Так, то, что в 1896 г. казалось П. А. Земятченскому «азбучной истиной», стало развертываться в нечто, впоследствии, правда не так уж скоро, превратившееся в сложное учение о корах выветривания.

7. Представления об образовании каменных углей

Так как угли часто ассоциируют с каолинами, естественно закончить эту главу очерком тех представлений об углях, какие сложились к концу изучаемого периода у русских геологов под влиянием их работ.

В конце XIX—начале XX в. в России было известно и эксплуатировалось уже много крупных и крупнейших месторождений — Подмосковный бассейн, Донбасс, ряд месторождений на Урале (Кизеловское, Егоршинское и др.), в Центральном Казахстане, Кузбассе. Общие запасы угля, подсчитанные к XII Международному конгрессу (Оттава, 1913 г.), оценивались в 233 985 млн. *т*. Но, несмотря на обилие углей, их изучение ограничивалось лишь чисто практическими задачами: подсчетами запасов и установлением технологических свойств; научное исследование было в полном пренебрежении. Еще в 80-х годах Ф. Женжурист микроскопически изучал угли Донбасса, но без особого успеха. То же можно сказать и о Н. Гольдринге. Более успешными были исследования углей Домбровского бассейна, предпринятые С. Карчевским. Но наибольшие успехи были достигнуты М. Д. Залесским, геологом Геологического комитета, опубликовавшим в 1914 г. «Очерк по вопросу образования угля». В развитии у нас научных представлений о генезисе угля эта небольшая работа (в 94 страницы) сыграла выдающуюся роль. Ее идеи живы до сих пор, и потому мы остановимся на ней с некоторыми подробностями, тем более, что эта работа вовсе не была пересказом чужих (иностранных) идей, но базировалась на личном изучении большого

каменного материала, как русского, так и иностранного, частью собранного самим М. Д. Залесским, частью присланного ему иностранными учеными.

В XIX и начале XX в. в истолковании генезиса угольных пластов конкурировали две концепции: *автохтонного образования* пласта за счет накопления органического вещества в торфяниках in situ (Г. Потонье, Ч. Лайель, С. Гранд-Эри и др.) и *аллохтонного* его происхождения за счет сноса в море (или озеро) разнообразного материала (листьев, веток, стволов и пр.) речными водами (Файоль, Лаппаран и др.). Любопытно, что и та и другая концепции базировались на данных по современному накоплению органического вещества, но только каждая использовала те наблюдения над современным процессом, какие ей отвечали, игнорируя другие, с ней несогласные. Такую парадоксальную ситуацию мы увидим в дальнейшем еще не раз. Она могла возникнуть в данном случае потому, что исследователи слишком увлекались аналогиями, но плохо изучали строение самого пласта и его почвы. Этот методический просчет был хорошо осознан М. Д. Залесским, и потому для объективного решения вопроса он начал детальное изучение почвы и самого угольного пласта.

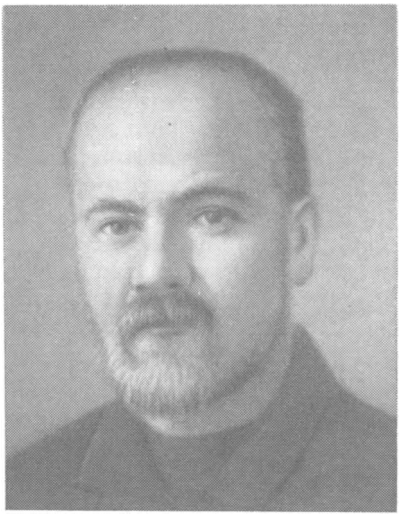
Главным объектом его личных наблюдений были гумусовые угли Донбасса и сапропелевые — Подмосковного бассейна, но были широко использованы также данные зарубежных геологов.

Почвой гумусовых углей обычно являются глинистые или песчаные сланцы. «Там, где в почве встречаются растительные остатки, — пишет М. Д. Залесский, — они исключительно представлены... подземными органами, главным образом, *Stigmaria fucoides* и *Stigmariopsis*, т. е. ризофорами древовидных плауновых, лепидодендронов, сигиллярий и других, хотя встречаются подземные органы каламитов, кордаит и папоротников. Бóльшая часть этих органов сохранилась в породе в таком виде, что для некоторой их части нет никакого сомнения в том, что эти ризофоры и их придатки здесь же и жили. Гибкие придаточные органы стигмарий отходят от ризофор радиально во все стороны. Если бы эти ризофоры здесь не жили, а принесены были и отложены одновременно с породою, то нежные придаточные органы их не могли бы стоять торчком к ним, а повисли бы около них, как плети, и ложились бы горизонтально в одной плоскости, будучи к тому же переломаны» (Залесский, 1914б, стр. 5).

«Иногда, — продолжает он, — в почве пласта угля встречаются не только отдельные части корней и корешков, но целые вертикально стоящие пни деревьев с прекрасно сохраненными корнями и корешками» (там же стр. 4). В редчайших случаях деревья поднимаются из почвы пласта в самый пласт; наблюдались также стигмарии, стелющиеся в самом угольном пласте. Такие почвы с остатками пней жившего на нем леса встречены во многих местах Франции (особенно на Центральном плато), Англии, Шотландии, Бельгии и изредка в Донбассе. «Подробное изучение ... ископаемых лесов в окрестностях Сент-Этьенна и в бассейнах центральной Франции говорит определенно за то, что *Calamites, Calamodendron, Psaronius, Sigillaria, Cordaites,* т. е. многие каменноугольные растения были растениями, жившими на болотах. Ризофоры стигмарий росли в илистых осадках, покрытых водою. Придаточные корни *Psaronius* и вспомогательные корешки *Calamites* и *Calamodendron* могли свободно развиваться в воде болот, а кордаиты произрастали в почве, покрытой водою, т. е. в таких же условиях, в каких растут теперь *Txodium distichum* и *Cupressus thyoides*» (там же, стр. 7).

Очень важные данные, доказывающие автохтонный генезис гумусовых углей, дает их микроскопическое строение, которое М. Д. Залесский изучил на препаратах, изготовленных для него Ломаксом из углей Дон-

басса, ряда бассейнов Западной Европы и Северной Америки, а также строение «угольных почек» в пластах.



МИХАИЛ ДМИТРИЕВИЧ
ЗАЛЕССКИЙ
1877—1946

Гумусовые угли, по М. Д. Залесскому, состоят из двух компонентов: блестящей гумусовой массы и матовых включений, имеющих характер древесного угля (фюзен). «На гумусовую массу надо смотреть как на сильно видоизмененное процессами гниения скопление растительных тканей, клеточные полости которых или утрачены спрессованием их, или заполнены гуминовыми и ульминовыми веществами (карбогумин) ...» Здесь «растительная ткань в угле превращена в почти бесструктурную массу желтоватого и буроватого цвета, и только в исключительных случаях ее растительное происхождение так или иначе обнаруживается. Очень поучительным является несколько имеющихся у меня препаратов новошотландских углей (Glace bay, Dominion Coal C°), где сильно гумусовая масса обнаруживает клеточное строение, по которому можно судить, что мы имели дело в этом случае с тканью листа; ясно различимы паренхимная ткань и параллельные жилки, пересекающие ее. На том же препарате видно, что участки гумусовой массы произошли из обрывков шишек *Lepidostrobus*, вся ткань (которых. — *Н. С.*) превратилась в бурую массу с клеточным строением, а макроспоры, расположенные группами, как они находились в спорангии, пожелтели. Вообще в гумусовой массе угля лучше всего сохраняются ткани кутинизированные, как споры, кожица. Эти ткани при превращении в уголь желтеют, другие же обыкновенно буреют» (стр. 24). Распад тканей с образованием блестящей бурой массы происходит под водой или в сильно обводненных частях торфяника.

Другой компонент гумусовых углей, так называемый волокнистый уголь, залегает среди гумусовой массы в виде кусков, иногда тонких прослоев, микролинз. Это хрупкий компонент, марающий руки и очень напоминающий уголь древесный. «Хотя на препаратах, приготовленных Ломаксом, — пишет М. Д. Залесский, — не всегда бывает возможность уверенно определить характер обугленной ткани, обычно сильно деформированной, однако из чтения только этих препаратов уже несомненно, что, кроме древесины, и другие ткани растений принимали участие в образовании волокнистого угля, так как иногда бывает возможность признать в участках его несомненно обугленную перидерму. По исследованию Dawson'a в волокнистом угле ... встречаются лестничные сосуды сигиллярий, лепидодендронов, папоротников, а также трахеиды с окаймленными порами, характерными для голосемянных; о нахождении в волокнистом угле перидермы он, однако, не упоминает. Goeppert же находил значительные куски обугленной древесины голосемянного *Dadoxylon* (*Araucarites*) *carbonarius* иногда с участками окружающей их коры. White также считает, что в волокнистом угле встречаются не только древесина, но также и кора. Древесину голосемянных я констатировал в волокнистом угле несколько раз, но в большинстве исследован-

ных мною случаев волокнистый уголь был составлен исключительно из перидермы лепидофитов» (стр. 26).

Генезис волокнистого компонента углей М. Д. Залесский связывает, в отличие от Г. Потонье и других зарубежных исследователей, с тем, что «растительная ткань до погребения своего в „торфяниках" подвергалась продолжительному гниению на воздухе или тлению». Местами, где мог происходить такого рода процесс, «были относительно более высокие места торфяников, где торфяная почва леса, хотя и была насыщена водою, но не покрывалась ею, так как лишняя вода стекала в более низкие места, и повалившееся дерево могло долгое время гнить на воздухе, прежде чем, развалившись, погружалось в торф. Возможно также, что скопление растительного материала всюду в торфянике было настолько значительным, что только часть его могла погружаться в воду, а бóльшая часть разрушалась на воздухе и только после этого под тяжестью свежеупавших растений, опускалась на дно» (стр. 30). «Для измельчения древесины и перидермы, помимо деятельности микроорганизмов, грибков, некоторыми (Dawson) допускается переменное действие более сухого и более влажного воздуха. Я думаю, — пишет М. Д. Залесский, — для этого было достаточно попеременного смачивания водою и высыхания, особенно под знойным небом тропического климата» (там же).

Весьма важным аргументом в пользу автохтонности гумусовых углей являются так называемые угольные почки — участки пласта, где органическое вещество угля нацело минерализовано кальцитом, доломитом или сидеритом, но строение тканей (древесины, коры) сохранилось во всех своих деталях. «Лучше всего сохранились корешки, пробегающие совершенно не деформированными через другие растительные остатки, свидетельствующие, что эти корешки жили позднее прободаемых ими растений, развиваясь в массе разлагавшегося растительного материала, служившего им субстратом» (стр. 51). «Поверхность всех почек по снятии с них угольной корочки покрыта зеркалом скольжения. Это обстоятельство говорит за то, что образование почек было закончено в то время, когда уголь был еще мягкою несократившеюся массою. При наступившем сокращении пласта угля почки, как твердые образования, оказали сильное сопротивление такому сжатию и должны были передвигаться в массе угля, отполировывая свою поверхность сравнительно мягкою окружающею их средою. Уголь, окружающий почки, со своей стороны является сильно сжатым и получил скорлуповато-листоватое сложение» (стр. 52).

Итак, и особенности нахождения растительных остатков в почве пласта, и микроскопическая структура самого гумусового угля, и строение заключенных в нем почек — все говорит о том, что эти угли представляют собой древние плоские лесные торфяники, а обстановка их накопления напоминает условия современного Дисмальского болота в США. Добавим, что в гумусовом угле встречаются, иногда спорадически, иногда в больших количествах, споры лепидофитов и пыльца голосемянных, указывая на то, что среди торфяника встречались более или менее крупные лужи, которые были как бы улавливателями спор и пыльцы во время цветения леса; иногда таким путем возникали прослоечки кеннеля. В некоторых случаях среди пласта гумусового угля встречаются *прослойки богхеда* или кеннель-богхеда, свидетельствуя о том, что среди торфяного болота были более или менее крупные и длительно жившие озерки, в которых летом планктон «цвел» и возникали слои сапропелевого угля.

Всячески отстаивая автохтонность подавляющей массы гумусовых углей, М. Д. Залесский, однако, не отрицал, что аллохтонность также имеет место в природе, но ее «можно допустить только для значительно меньшего числа случаев и то с большой осторожностью» (стр. 66);

в частности, «пласты углей, не имеющие под почвою кучерявчика (underclay), возможно, являются аллохтонными углями» (стр. 77). Больше того, М. Д. Залесский допускал некоторые явления аллохтонии и в процессе формирования автохтонного пласта. При «поднятиях материка могли создаваться условия, что на почве ... залитых водою лесов, кроме накоплявшегося растительного материала in situ, скоплялась некоторая часть материала принесенного... (Он. — *Н. С.*) мог быть принесен как водами рек и ручьев, пересекающих торфяники во время их частых разливов, так и приливами и волнениями то отступающего, то надвигающегося моря или озера, более или менее передвигавшими отложенный in situ материал. Однако такая примесь в колыбели каменного угля растительного материала, принесенного из других мест (аллохтонного) к материалу, накопившемуся на месте (автохтонному), не дает права считать, что пласты каменного угля произошли первым путем скорее, чем вторым, как это принимается некоторыми (Fayol, Lapparent, ранее Grand'Eury) для отдельных бассейнов Франции» (стр. 73).

Правильное раскрытие генезиса гумусовых углей вообще и углей Донбасса позволило М. Д. Залесскому радикально изменить существовавшее ранее представление о каменноугольной истории Донбасса, а также выявить специфику углеобразования Подмосковного бассейна.

При господстве теории аллохтонности гумусовых углей площадь Донбасса в каменноугольное время рисовалась русским геологам периодически покрытой морским заливом, где на некотором расстоянии от берега временами накапливался растительный материал, давший материнское вещество углей. В действительности дело обстояло сложнее. «Раз какой-нибудь пласт каменного угля и сопровождающие его породы, почва (кучерявчик) и кровля могут быть прослежены на протяжении некоторой части бассейна, (то отсюда. — *Н. С.*) следует, что площадь распространения этого пласта во время его образования была материком, а не морем, причем материком, покрытым на всем своем протяжении торфяниками, болотами, топями, где шел процесс накопления угля» (стр. 80). «Таким образом, площадь Донецкого залива была ареною частых смен заболоченной суши морем и обратно. Этот залив Восточного каменноугольного моря в одно время и заболоченная низина, вследствие отступания его к востоку, в другое — были окаймлены со сторон материка ... массивом кристаллических образований (гранитов, гнейсов и порфиров), от разрушения которых и получились те песчаники и аркозы, которые принимают значительное участие в образовании каменноугольной толщи Донецкого бассейна» (стр. 83).

Подмосковный бассейн выглядел в момент формирования углей иначе. Он представлял собой «сильно заболоченную низину, сложенную из песков и глин, покрытую массою озер и лагун с пресной и солоноватою водою. Эти водоемы представляли собою наследие предшествовавшей эпохи, когда в этих местах царило море и отлагался известняк. В этих озерах, озерцах и лагунах жил планктон водорослей, преимущественно из рода Pila, сюда же сносились ветром и ручейками после ливней массы спор лепидофитов из окрестных лесов, покрывавших побережье этих озер. «Курные» (кеннели) угли этого бассейна преимущественно образовались ... из такого накопления спор, тогда как богхеды — преимущественно из отмершего планктона этих водорослей; первые, вероятнее всего, в стоячих водах топей, окружающих эти озера, а чистые богхеды, как составленные исключительно из планктона указанной водоросли, в этих последних (т. е. озерах. — *Н. С.*). Так как озера переходили незаметно в топи, а эти последние — в озера, естественно, что среди углей подмосковного края можно наблюдать всевозможные переходы от чистых богхедов к кеннельским углям с большим содержанием гумуса, который отлагался из черных вод, получивших его из

окрестных болот, где „порода“ не образовалась совсем или где он был впоследствии смыт и не мог образовать обыкновенного гумусового угля» (стр. 83, 84).

Оценивая в историческом аспекте эту небольшую монографию М. Д. Залесского, нельзя не признать *ее огромного значения в развитии литогенетических идей в нашей стране.* Представления, им изложенные и обоснованные, вошли в золотой фонд нашей науки. Они живы до сих пор, и все дальнейшие исследования, касающиеся формирования углей, были у нас лишь развитием, расширением, углублением, детализацией того, что было сделано М. Д. Залесским. Мы с полным правом поэтому можем назвать ее классической работой по проблемам углеобразования и отметить, что *выполнена она безупречным сравнительно-литологическим методом,* примененным в данном случае стихийно, без наименования его таковым.

В 1915 г. М. Д. Залесский описал новый тип угля, ставший известным ему по образцам из Кузбасса, доставленным А. А. Снятковым. Коренное месторождение этого угля, названного вначале томитом, а потом сапромикситом, было тогда еще неизвестно. Исследовав полученные образцы, М. Д. Залесский пришел к заключению, что томит сложен слоевищами бурых водорослей, на которых сохранились еще органы плодоношения. При выветривании угля слоевища отделяются друг от друга широкими лентами, образуя «рогожку». Кроме бурых водорослей, в составе томита были обнаружены еще разнообразные грибковые микроорганизмы. В советское время было открыто, наконец, коренное месторождение томита на р. Барзас (в Кузбассе); причем вмещающими его породами оказались отложения верхнего девона. По данным З. А. Ергольской, слоевища, образующие «рогожку», являются перидермой псилофитов, а то, что М. Д. Залесский принимал за органы размножения, истолкованы ею как устьица, аналогичные листовым устьицам. Это новое толкование держалось в науке довольно долго, однако в последнее время (по устному сообщению С. В. Мейена) палеоботаники возвратились к взглядам М. Д. Залесского.

Таким образом, томит действительно является новым типом угля и представляет собой прибрежно-морское образование, возникшее за счет скопления бурых водорослей. Отнюдь не вступая в дискуссию с палеоботаниками, не могу не отметить, что этот тип угля является уникальным, чисто девонским образованием, ни разу не повторившимся в дальнейшей истории Земли, хотя бурые водоросли существуют и поныне. Невольно возникает вопрос: почему так? Ответа пока нет. Впрочем, остается без объяснения и другой уникальный литологический феномен: отложение ордовикского ракушникового фосфорита, образованного массовым накоплением раковин *Obolus* в Прибалтике и на Сибирской платформе.

глава IV

ИССЛЕДОВАНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦОВЫХ РУД

Осадочные железные руды в центральной части Европейской России были известны с очень давних времен. Они были первыми, на которых началось горнозаводское дело в России; в частности, в Тульской губернии еще в 1639 и в 1656 годы были основаны первые чугунолитейные заводы. Позже аналогичные руды были обнаружены в соседних с Тулой районах и к 80-м годам XIX в. территория их охватывала обширную область от верховьев р. Жиздры, через среднее течение р. Оки с притоками, до верховьев р. Дон включительно. На Урале мелкие железорудные месторождения тянулись почти непрерывной полосой вдоль выходов основных пород от северной части кряжа до южной включительно. В девоне западного склона Урала разрабатывались красные оолитовые железняки. На юге Европейской России еще с XVIII в. были известны оолитовые руды Керченского и Таманского полуостровов.

Несмотря на эксплуатацию руд во всех перечисленных районах, серьезное научное исследование их производилось в крайне ограниченных размерах. За интересующий нас период были выполнены всего две монографии, одна из которых, П. А. Земятченского (1889), была посвящена рудам южного крыла Подмосковного бассейна, вторая, С. П. Попова (1911), — рудам Керченского бассейна; кроме того, К. В. Марковым (1907) кратко описаны оолитовые руды западного склона Урала.

1. Железные руды центральной части Европейской России

Рудоносную территорию южного Подмосковья П. А. Земятченский подразделил на пять районов, каждому из которых присущи некоторые индивидуальные черты: 1) район верховьев рек Жиздры и Болвы; 2) побережье р. Оки от Калуги до Серпухова; 3) Богородицкий и Крапивенский уезды Тульской губернии (верхнее течение р. Упы); 4) район среднего течения р. Оки (Касимов, Меленки, Елатьма); 5) верхнее течение р. Дона (Данков, Липецк). В настоящее время бóльшая часть этой территории известна под названием площади развития тульских и липецких руд.

По находимым ископаемым остаткам и по стратиграфическим соотношениям эксплуатируемые руды в этих районах принадлежат, по мнению П. А. Земятченского, к трем системам: девонской, каменноугольной и пермской.

В окрестностях Липецка и Данкова «встречаются главным образом плотные скорлуповатые чистые бурые железняки в виде желваков, пустых внутри. Обыкновенно как их внутренняя, так и внешняя поверхности покрыты более или менее тонким слоем охры; иногда же на внутренней поверхности наблюдается радиальнолучистая оболочка из красной и бурой стеклянной головы, образующей также и сталактитообразные натеки, вдающиеся внутрь полости желвака». Остатки ископаемых «составляют большую редкость и являются в виде отпечатков выщелоченных криноидей... на обмытой поверхности (как внутренней, так и внешней) желваков. Но имеются случаи нахождения ядер и отпечатков *Spirifer*'ов, из которых один напоминал *Spir. tenticulum*». У некоторых желваков во внутренней полости «находится пористая масса светло-желтого цвета, представляющая силикат глинозема и извести». Это силикатовое ядро то «составляет бóльшую часть желвака, то, напротив, бурожелезняковое вещество вытесняет силикат... Весьма интересно нахождение в силикатовом рыхлом ядре полуисчезнувших остатков криноидей и пластинчатожаберных» (Земятченский, 1889, стр. 209, 210). Иногда бурые железняки представляют собой «более или менее толстые пластины, состоящие из двух частей: верхней, весьма плотной, чугунно-серой, и нижней, охряно-желтой, весьма пористой и даже губчатой. В последней содержится множество члеников криноидей и кораллов. В плотной части бурых железняков иногда заметны тонкие прослойки кристаллического вещества (гидрогетита)» (там же, стр. 208).

Руды лежат на чрезвычайно неровной поверхности девонских известняков, образуя «островообразные» линзы, иногда очень вздутые, но быстро выклинивающиеся. Иногда руды отделяются от выветрелых известняков прослоем глины. Глины весьма пестрые, обычно охристые, также вмещают руды.

Руды первого, второго и третьего районов, объединяемые теперь под названием тульских, относятся, по П. А. Земятченскому, к нижнему карбону. По всем основным признакам они сходны с липецкими, но отличаются некоторыми особенностями. Во-первых, наряду с бурыми железняками того же скорлуповатого строения и их сростками встречаются еще и сферосидериты разных степеней окисления; они залегают обычно среди «синей глины, чередующейся с каменноугольным известняком» (стр. 184). Иногда в них встречаются окаменелости, например у с. Карова — *Anthracosia*, *Productus* cf. *punctatus* и мшанки. Находки сидеритов особенно часты в верховьях рек Жиздры и Болвы, т. е. в западной части района, причем повторяются в нескольких горизонтах, что установлено скважинами. Во-вторых, бурые железняки часто кремнисты и оставляют после растворения в HCl кремнеземный скелет; иногда же представляют собой туфовидный кремень, проникнутый бурой окисью железа. «Эти кремнистые образования здесь чрезвычайно богаты окаменелостями, местами образующими настоящий ракушечник, в котором главную массу составляют различные гастроподы; среди них реже виднеются лямеллибранхиаты. Из ископаемых здесь (на Зубаревском руднике. — *Н. С.*), между прочими, найдены *Allorisma regularis* King, *Productus striatus* Fisch., *Cypricardia striatolamellosa* Kon., *Syringopora reticulata* Goldf., *Lithostrotion irregulare* Phill. и др. *Productus giganteus* найден как в самой руде, так и в кремнистых образованиях. То же самое нужно сказать и о кораллах, которые встречаются как в кремнистых ядрах, так и в бурожелезняковых оболочках» (там же, стр. 190). «Экземпляры этого ископаемого нами были встречены также в Жиздринской области, как в подстилающем известняке, так и в самой руде (рудники Маклаковский, Семичастновский и Думиничский). И здесь в бурых железняках встречаются чаще всего отпечатки криноидей. На... Будском и Думиничском рудниках особенно много было встречено кораллов, которые местами

переполняли глыбы темно-вишнево-красного бурого железняка, передавшего местами тончайшие штрихи, нежное строение перегородок камер этих животных» (там же, стр. 239). В-третьих, хотя в большинстве случаев руды, как и липецкие, залегают на неровной поверхности известняков, обычно сильно выветрелых у контакта с рудой, в западной части района имеются случаи, когда руда подстилается песками и накрывается глинами. «Карбоновый возраст этих руд как раз и подтверждается вышеупомянутыми находками органических остатков... На Думиничском руднике нам удалось констатировать присутствие над рудами железистых рыхлых песчаников, содержащих в себе отпечатки каменноугольных растений» (там же). В других случаях руды покрыты образованиями юры и мела, причем в основании последних лежат более или менее значительные отложения гравия и окатанных кремней с каменноугольными окаменелостями.

Своеобразной особенностью руд, вскрытых у Касимова, Елатьмы и Сынтула, является их оолитовое строение. Вверху («вершник») она «представляет относительно рыхлую землистую породу охряно-желтого цвета, ... с ясно выраженным оолитовым строением». В середине («середник») это «почти однородная оолитовая порода светлого охряно-желтого цвета» с «прожилками сероватого цвета с зеленоватым оттенком» (там же, стр. 196); порода кремниста. В нижней части пласта («нижник») «окись железа совершенно вытесняет (оолитовую породу. — *Н. С.*), образуя плотные, неправильно изогнутые пластинки и оставляя участки, занятые охряною глинистою массою, в которой местами еще сохранилось оолитовое строение» (там же, стр. 193). Возраст руд, по П. А. Земятченскому, верхнекарбоновый. Что касается руд окрестностей с. Выксы, то они «состоят главным образом из сферосидеритов и частью из бурых железняков. Первые или являются совершенно неизмененными, залегая в виде мощных гнезд или линз в зеленоватых и синеватых глинах, содержащих в себе тонкие прожилки палыгорскита, или же перешли в большей или меньшей степени в бурый железняк („пестрая руда“)» (там же, стр. 203). Иногда они образуют цельную, сплошную породу, постепенно сливающуюся с окружающими синевато-серыми глинами. Кроме чистых сидеритов ($FeCO_3$ — 74,317%, $MgCO_3$ — 1,392%, $CaCO_3$ — 1,218%), по окраинам сферосидеритовых гнезд появляются более глинистые, представляющие собой железистый доломит ($FeCO_3$ — 3,11%, $MgCO_3$ — 29,62%, $CaCO_3$ — 36,94%; отношение $CaCO_3$ к $MgCO_3$ равно 1 : 1,04). «Бурые железняки в окрестностях Выксунских заводов сопровождаются, как и всюду, красноватыми и охряными глинами, содержащими кремни и роговики» (там же, стр. 205). Возраст этих отложений, по П. А. Земятченскому, пермский.

Резюмируя наблюдения над рудами всех районов, П. А. Земятченский пишет:

1. «В каждом из ... районов руды и рудосодержащие породы занимают более или менее значительные *островообразные* участки, состоящие... из большего или меньшего числа различной величины гнезд и пластообразных залежей» (там же, стр. 157).

2. Вмещающими породами являются глины самых разнообразных цветов, которые «на ничтожных сравнительно пространствах несколько раз выклиниваются, перепутываются и переходят из одних в другие», так что «никакой правильности в последовательности различного окрашивания глин не наблюдается» (там же).

3. «Гнезда железных руд, представляющих бурый железняк и сферосидериты, залегают обыкновенно в нижних горизонтах рудосодержащих глинистых пород, на границе или вблизи нее с подстилающими их известняками. Вместе с рудою находятся нередко и кремнеземистые образования, в таком случае весьма железистые. Также значительно

изменены и подстилающие рудные гнезда известняки (девонские, каменноугольные, пермские), которые принимают желтоватый цвет от более или менее значительного содержания окиси железа („пекля"), делаются рыхлыми и глинистыми... Иногда гнезда (руды. — *Н. С.*) подстилаются глиною с кремнями или без них, тождественною с глиною кроющей, или же — песком» (там же, стр. 159).

4. В глинах, покрывающих руду, «содержится обыкновенно множество кремневых и роговиковых желваков различной величины и формы — часто округленных, но без всяких следов окатанности». В кремнях встречается различная, местами богатая фауна, которая «находится в тесной связи с фауной подстилающих руды известняков» (там же, стр. 158).

5. «Мощность рудоносных глин, а также рудных гнезд... крайне непостоянна, однако она редко доходит до 3 саж., обыкновенно же около 1 саж. ... В настоящее время (т. е. в 1889 г. — *Н. С.*) редко достают из одного гнезда более 20 000 пудов, большею частью гораздо ниже. Но прежде, когда рудники были мало выработаны, количество руды в одном гнезде доходило... до 120 000 пудов». Местами руды залегают «в виде нескольких гнезд, лежащих одно над другим; в таком случае гнезда обыкновенно бывают незначительной величины и отделены одно от другого только небольшим промежутком глины с кремнями или без них... Рудные гнезда весьма часто бывают значительно изогнуты и даже переломаны. Такая же изогнутость и сдавленность наблюдается и в рудосодержащей глине и кремнях» (стр. 159).

Из изложенного явствует, что, несмотря на принадлежность руд к трем системам (девону, карбону, перми), они по характеру залегания, строению рудного горизонта и самих руд образуют, по П. А. Земятченскому, единое целое. Едины они и генетически. Рассмотрев разные возможные пути формирования руд, он пришел к заключению, что единственно правильно рассматривать их как образования эпигенетические; этого термина П. А. Земятченский, правда, не употреблял, но он точно отвечает смыслу его концепции. «Многочисленные наблюдения, — пишет названный автор, — показывают, что руды и непосредственно облекающие их глинистые образования произошли гидрохимическим путем, действием железосодержащих растворов на карбонатные породы» (там же, стр. 299). При этом известняки частью выщелачивались, давая глины, частью были превращены в сидерит, а последний затем — в бурый железняк. «Все данные говорят за то, что залежи бурых железняков (Центральной России. — *Н. С.*) суть продукты выветривания различного рода сферосидеритовых образований» (там же, стр. 270). Кроме возникновения Fe-руд, притекающие растворы вызвали образование в известняках кремней и кремнистых туфовидных включений, которые после выщелачивания известняка оказались лежащими в глинах совместно с рудами. Источником рудообразующих растворов являлись юрские глинистые толщи со сферосидеритами, толщи, прикрывающие рудный горизонт. «Гидрохимические процессы, вызвавшие образование руд, могли совершаться в течение целого ряда геологических периодов. Но для одних, и притом большинства, руд процесс этот окончился в доледниковый период. Для других — окончание наступило ранее, в дотретичный и даже домеловой периоды. И, наконец, для третьих — процесс образования не может считаться законченным и по настоящее время» (там же, стр. 300).

В целом концепция П. А. Земятченского представляет собой одно из наиболее ярких и последовательных применений гидрохимической теории, господствовавшей и у нас, и за рубежом во второй половине XIX в. Дальнейшая судьба его идей чрезвычайно интересна и полна сложных перипетий. До самого конца описываемого периода идеи его оставались, по-видимому, общепризнанными, а факты, на которых они были осно-

ваны, никем не оспаривались. Резкая критика и отрицание его концепции начались лишь в начале 30-х годов, когда Л. В. Пустовалов с сотрудниками начал новое изучение тульских и липецких руд: они были перенесены по возрасту в юру, а по генезису — в разряд озерных бурожелезняковых. Руды же сынтульские трактовались как выветрелые гидрогетит-шамозит-сидеритовые. Но уже в конце 30-х годов Н. И. Гуров и Б. П. Епифанов восстановили трактовку тульских руд как нижнекарбоновых, возникших за счет окисления лагунно-морских сидеритов; аналогичный генезис был признан М. С. Точилиным и для руд липецких, хотя возраст их он считал еще юрским, что, вероятно, ошибочно: это — карбоновые образования. Таким образом, оказалось, что стратиграфия и эпигенетическое происхождение железных руд Центральной России (за счет окисления сидеритов) были выяснены П. А. Земятченским в общем правильно, и его представления в этой области требовали лишь некоторого исправления, а не замены другими, как это было сделано Л. В. Пустоваловым. Если учесть все это, а также то, что его работа на большой площади была сделана за три полевых сезона и является вообще первым научным исследованием этого очень нелегкого объекта, то нужно признать ее выдающейся, а автора талантливым, наблюдательным и проницательным ученым. Во всяком случае его основной фактический материал и идея о происхождении бурых железняков за счет окисления сидеритов выдержали испытание временем и уцелели доныне.

2. Исследование керченских руд

Если руды Центральной России уже в 1889 г. были подвергнуты детальному и обстоятельному исследованию в целом, то руды керченские в течение рассматриваемого периода были объектом лишь стратиграфических (Н. И. Андрусов), частных химических и минералогических исследований многих авторов. Наиболее полной работой, суммирующей все предыдущие исследования, была монография С. П. Попова (1911) «Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов». Так как в ней затрагиваются и генетические вопросы, мы и остановимся на ее рассмотрении. В работе С. П. Попова подробно описываются одиннадцать минералов: бурый железняк, сидерит, анапаит, вивианит и его производные, псиломелан и вад, барит, гипс, арагонит, кальцит, бурый уголь, реальгар и аурипигмент.

Наиболее распространенным в месторождениях является бурый железняк в виде оолитов разных размеров, от весьма мелких, в булавочную головку, до крупных, 0,5—1,5 *см*; после обработки соляной кислотой оолиты оставляют скелет кремневой кислоты, сохраняющий первичную форму минерала; существенно, что этот кремнеземистый остаток содержит значительные количества алюминия и железа. Оолиты залегают пластами с глинисто-железистым цементом.

Сидерит теснейшим образом связан с бурым железняком и образует в нем включения, пропластки и даже порой крупные пласты, обычно очень твердые; но иногда он имеет характер землистой массы; местами выполняет полости раковин. Плотный сидерит состоит из мелких зерен неправильной формы. «Все поверхностные части его сильно проникнуты окислами железа; последние в виде мелких шаровидных образований проникают в глубь кусков; иногда в очень больших обломках сидерита нельзя найти участка, свободного от гидратных конкреций. Внутри самых чистых отобранных кусков при раскалывании приходится находить эти шарики. Отбирать материал для анализа приходится, раскалывая (штуфы. — *Н. С.*) на самые малые кусочки» (Попов, 1911, стр. 152).

К землистому сидериту также примешан бурый железняк в виде оолитов и землистых масс.

Вивианит и его производные были детально изучены С. П. Поповым и дана простая химическая и структурная их классификация:

1. $9RO \cdot 3P_2O_5$, или $R_9P_6O_{24}$ — вивианит и паравивианит;
2. $7RO \cdot R_2O_3 \cdot 3P_2O_5$ » $R_7R_2P_6O_{25}$ — неизвестен;
3. $5RO \cdot 2R_2O_3 \cdot 3P_2O_5$ » $R_5R_4P_6O_{26}$ — β-керченит;
4. $3RO \cdot 3R_2O_3 \cdot 3P_2O_5$ » $R_3R_6P_6O_{27}$ — α-керченит;
5. $RO \cdot 4R_2O_3 \cdot 3P_2O_5$ » $R \cdot R_8P_6O_{28}$ — оксикерченит.

Характерно, что «отношение паев металлов к фосфору остается неизменным (равно 3 : 2), следовательно, все изменения в химическом составе минералов сводятся к присоединению некоторого количества кислорода», т. е. к прогрессирующему окислению вивианита, его выветриванию. «При этом вещество вполне сохраняет свою однородность — весь, иногда довольно крупный, кристалл является превращенным в закись-окисное соединение, не имеется никакой разницы между поверхностными и срединными слоями — все молекулы кристалла перенесли одинаковое изменение. В то же время кристаллическое строение вещества не разрушается» (там же, стр. 178). Фосфаты, как и сидерит, встречаются как в кристаллической форме, так и в виде землистых масс, образующих прослойки в буром железняке. Кристаллические фосфаты выполняют внутренние пустоты раковин *Cardium* и др.

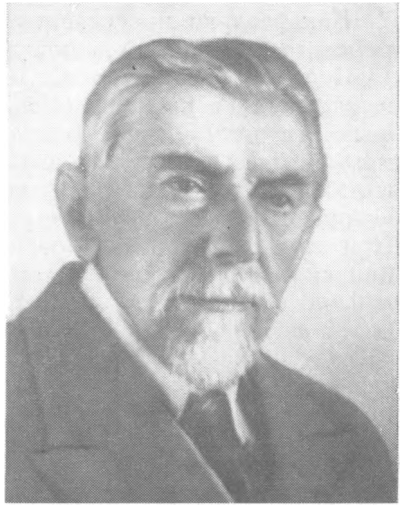
Остальные минералы — анапаит $[(Ca, Fe)_3 (PO_4)_2 \cdot 4H_2O]$, барит, гипс, арагонит распространены меньше и не имеют специфических черт, поэтому их характеристики здесь давать не будем. Аурипигмент и реальгар встречены только в разрезе Железного Рога, где приурочены исключительно к сидериту.

На основе минералогического описания С. П. Попов пытался воссоздать обстановку образования керченских руд.

Первое, что он отмечает, это — отсутствие сернистых соединений железа. «Мне, — пишет С. П. Попов, — не пришлось встретить ни одного экземпляра пирита или марказита ... Тем не менее отсутствие этих веществ вовсе не доказывает, что здесь никогда не было сернистых соединений железа ... Дело в том, что все сернистые соединения здесь уже успели окислиться, и, путем реакций обменного разложения, вся сера сконцентрировалась в сернокислых соединениях, гипсе и барите, конкреции которых образуют местами целые прослойки» (там же, стр. 145). Добавим к этому, что все керчениты — это продукты окисления вивианита, а сидерит также окисляется, давая «шарики» и землистые массы бурого железняка. Казалось бы, что из всех этих фактов следует вывод, что современные обнажения оолитовых руд суть не что иное, как мощная зона выветривания руд другого состава — шамозитового или сидеритового. Этот вывод и был сделан много позже М. И. Кантором (1937), когда разработки вошли в зону так называемых табачных руд с шамозитом, сидеритом, глауконитом. *С. П. Попов был у самой грани такого вывода, но не сделал его.* Таким образом, ему пришлось реконструировать механизм возникновения керченских руд, базируясь только на зоне выветривания этих руд и не зная их исходного состава (до выветривания).

Отправным пунктом рассуждений С. П. Попова является состав железистых оолитов. «Наиболее характерной для состава железистых оолитов чертой является присутствие кремнекислоты, которая обычно выделяется по обработке оолита соляной кислотой в виде скелета, сохраняющего округлую форму оолитового зерна. Роль этой кремневой кислоты является едва ли не самым темным явлением в процессе образования руд этого рода. Высказывалось мнение, что здесь кремнекислота

присутствует в виде ферриси-ликата... тюрингита, шамозита, каковые мы имеем, например, в лотарингских минеттах, или хотя бы глауконита. Но нигде мы не видим никаких остатков веществ такого рода. Трудно думать, чтобы такие сравнительно устойчивые минералы успели превратиться и исчезнуть без следа в отложениях геологически очень молодого времени» (там же, стр. 146). Так, находясь у самого начала правильного пути к пониманию керченских железняковых руд как зоны выветривания силикатного (шамозитового) материала, С. П. Попов, однако, нарисовал картину их образования, далекую от действительности [1]. «Я вообще, — пишет он, — не пытаюсь искать объяснения происхождения керченских руд путем сравнения их с оолитами Лотарингии и другими сходными отложениями. Мне представляется нерациональным искать объяснения новых минералогических образований путем изучения отложений древних систем, правильнее поступить обратно. По этому поводу можно заметить, что исследователи гораздо более древних, чем лотарингские минетты, клинтонских гематитовых оолитов начинают искать объяснения их образования в тех процессах, которые происходят ныне на земной поверхности» (Попов, 1911, стр. 147).



СЕРГЕЙ ПЛАТОНОВИЧ
ПОПОВ
1872—1964

Избрав тот же путь, С. П. Попов кратко рассмотрел случаи современного выпадения железа (гидратов) в озерных и болотных фациях, в лиманах побережья Черного моря, наконец, рассмотрел опыты Г. А. Надсона и М. А. Егунова над превращениями железа (см. гл. II). «В результате всех этих работ и других, — пишет он, — общие условия образования оолитов бурых железняков представляются в следующем виде. Железо, находящееся в растворе в виде солей — двууглекислой, сернокислой или соли гумусовых кислот, может осаждаться в виде следующих соединений: 1) углекислого железа при потере бикарбонатом угольной кислоты или при действии углекислых щелочей и углекислого аммония на другие растворимые соли; 2) в виде основных сернокислых солей или таких же солей разных гумусовых кислот (креновой и т. п.); 3) в виде гидрата закиси железа...; 4) в виде гидрата окиси железа при процессах жизнедеятельности некоторых организмов или просто действии кислорода на растворы углекислого железа» (там же, стр. 143). «Вместе с гидратами железа при этих процессах образуется фосфорная кислота (в виде солей) и кремневая кислота, частью в виде скопления скелетов организмов, частью, как показали опыты Надсона и Егунова, в виде коллоидного гидрата» (там же, стр. 144).

[1] Первичную природу бурожелезняковых керченских руд принимал и К. И. Богданович. «Для керченских руд, — писал он, — нет никаких оснований предполагать какое-либо превращение железистого осадка; в этих рудах мы имеем наиболее наглядный пример отложения железа в форме водной окиси; в присутствии свободного доступа воздуха в подвижной мелководной зоне моря отложение в этой форме и является наиболее вероятным» (Богданович, 1913, стр. 291). Как странно звучит это уверенное утверждение в свете современных знаний!

Как реально представить себе образование оолитов в случае киммерийского бассейна, породившего керченские руды?

Судя по изложению С. П. Попова, основным процессом была садка гидроокиси Fe из наддонной воды, причем совместно осаждался и кремнезем (коагель). Рост оолита происходил «вокруг тельца, или неотличимого от массы оолита, каковым ... могло быть зернышко кремнезема, или впоследствии исчезающего, например вокруг самого микроорганизма или вокруг избытка воздуха, выделяемого водорослями» (там же, стр. 148). При этом формирование оолита шло в самом осадке, действие же волнения сказывалось лишь в том, что поверхность оолита становилась гладкой, а форма — овальной. Но наряду с этими первичными оолитами С. П. Попов различает еще вторичные, возникшие, как мы видели, за счет своеобразного выветривания сидеритов. «Что здесь мы действительно имеем дело с превращением твердого вещества, а не с цементацией ранее образованных оолитов бурого железняка, — пишет он, — вполне ясно видно при микроскопическом изучении шлифов» (там же, стр. 149). (Теперь, кстати сказать, в шлифах видят как раз то, что отрицал С. П. Попов!). Но как и где в таком случае в бассейне возникал сидерит? Из его работы понять это невозможно. «Можно думать, что в разных местах ... понтического (киммерийского. — *Н. С.*) бассейна, очевидно вследствие некоторого различия местных условий, преобладали различные процессы: в одних выделение железа происходило преимущественно в виде углекислого железа, в других — в виде сернистого или окисного гидрата» (там же, стр. 145, 146). Для современного литолога этот вывод звучит совершенно парадоксально, как нонсенс.

Таким образом, можно считать, что С. П. Попову, работавшему только в зоне окисления керченских руд, но не понявшему этого важнейшего обстоятельства, *не удалось сконструировать рациональной схемы образования этих руд, отчасти, может быть, потому, что он неправильно толковал некоторые микроскопические структуры руд* (окисные оолиты в сидеритовом цементе), *отчасти же потому, что он совершенно не отличал стадии седиментогенеза от стадии диагенеза и все диагенетические новообразования зачислял по седиментационной стадии* — ошибка, которая еще долго будет свойственна работам литологов в последующее время (в 20—30-х годах).

3. Красные оолитовые железняки в девоне западного склона Урала

Чрезвычайный интерес представляют красные оолитовые руды (гематитовые) западного склона Урала, подчиненные девонским отложениям.

Они были описаны горным инженером К. В. Марковым (1907), но дополнительно — микроскопически — изучались К. И. Богдановичем и А. Н. Заварицким. Результаты последнего были изложены К. И. Богдановичем (1913) в «Рудных месторождениях», т. I. В основании рудоносной свиты залегают мергели или плотные песчаники и известняки с *Calceola sandalina*. Руда образует линзы и пласты «от ничтожнейшего пропластка до $^1/_2$ сажени и более. В горизонтальном направлении, т. е. по простиранию залежей скопление оолитов обыкновенно далеко превосходит мощность, и нередки месторождения, протяжения которых без перерыва исчисляются сотнями сажен; обратно — бывают случаи ничтожнейших простираний. По падению замечается то же самое». Руда состоит из гематитовых оолитов, содержащих около 46% Fe; воды в них 7%; остаток (27,3%) образуют посторонние примеси — кварцевые зерна, глина и пр. «Обрабатывая разбитые оолиты, мы через некоторое время

извлечем оттуда почти все железо, отчего скорлупки побледнеют и примут розовато-серый цвет, структура же останется по-прежнему скорлуповатой. Действуя на остаток едким натрием, мы быстро переведем его в раствор, целым останется лишь центр ядра, если он состоит из песчинки (кристаллический кремнезем), как это бывает чаще всего. Из этого опыта явствует, что оолит состоит из окиси железа и аморфного кремнезема в теснейшем механическом соединении, и количество кремнезема с центральным ядрышком приблизительно равно 27%» (Богданович, 1913, стр. 305).

Все это было известно тогда и о керченских рудах. Местами девонские рудные пласты перемыты и превращены в конгломерат из кусков первичных оолитовых осадков.

В упомянутой работе К. И. Богдановича имеется ряд новых весьма важных сведений. «Заслуживает особенного внимания, — пишет он, — что в одном из рудников, именно Богородском, по простиранию линзы оолитового красного железняка появляется новая линза ... шпатового железняка. ... Под микроскопом, по исследованию А. Н. Заварицкого, оказалось, что некоторые оолитовые зерна обнаруживают, особенно во внутренней их части, тонкие прозрачные силикатовые скорлупки. Такие скорлупки, очень совершенного концентрического строения, образованы бесцветным веществом с невысоким двупреломлением. Местами прослеживается превращение этого вещества в окислы железа; в центре некоторых гематитовых зерен заметно также спутанночешуйчатое скопление того же минерала. Возможно, что этот минерал относится к хлориту. Снаружи гематитовые оолитовые зерна окружены тонкой бурой каемкой из вещества с очень высоким двупреломлением; это вещество, по исследованию А. Н. Заварицкого, не может быть хлоритовым, а скорее всего представляет сидерит. Промежутки между зернами выполнены тем же веществом, которое может быть принято за хлорит» (там же, стр. 283).

Из этого описания видно, что красные оолитовые железняки представляют собой, по существу, оолитовые руды гидрогётит-шамозит-сидеритового типа, только подвергшиеся более или менее значительным вторичным изменениям, вероятнее всего, древнему выветриванию, и потому почти утратившие свой первоначальный вид.

«Образование оолитовых руд, — по К. И. Богдановичу, — как одновременное с отложением среднедевонских слоев, подтверждается нахождением в рудах многочисленных окаменелостей с целыми известковыми раковинами или их оолитовых (sic. — *Н. С.*) ядер или, на их месте, пустот от позднейшего выщелачивания» (там же, стр. 282), а «первичной формой отложения железа могло быть также силикатовое вещество». Если добавить, что и сидерит («шпатовый железняк»), замещающий одну из линз красного железняка, тоже отнесен К. И. Богдановичем к числу первичных отложений, то оказывается, что, по его представлениям, из наддонной воды одного и того же бассейна выпадала и окись железа, и его силикат и карбонат, — концепция сходная с тем, что принимает С. П. Попов. Эта схема для современного литолога звучит парадоксально.

Из изложенного видно, что в конце XIX—начале XX в. русские геологи, изучавшие состав и генезис железных руд, работали только в зоне выветривания месторождений и потому имели дело почти исключительно с бурыми железняками. Из накоплений восстановительной зоны им был известен сидерит. Следы силикатов железа, давших оолитовые руды, были найдены лишь в пашийских гематитовых рудах,

а окисленные формы их трактовались как первичноокисные формы. Тем самым от исследователей ускользали пока и аутигенно-минералогическая зональность оолитовых железорудных месторождений, и действительный ход их формирования. Раскрытие этих черт стало возможным лишь в будущем.

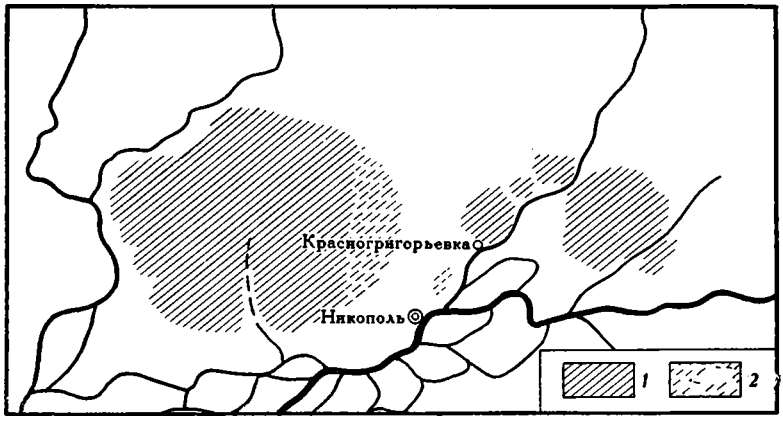
4. Исследование марганцовых руд и их генезиса

Во второй половине XIX в. в России было известно уже много точек марганцового оруденения разного возраста. Едва ли не первым было открыто Чиатурское месторождение (в 1858 г.), которое с 1879 г. уже начало эксплуатироваться десятками мелких владельцев, добывавших лишь богатые окисные руды.

На Украине марганцовые руды были впервые открыты в 1873 г. геологом Г. Феодосьевым около Кривого Рога и, несколько позже, в 1883 г., В. А. Домгером по левой стороне р. Соленой, притоке р. Базавлук, впадающего в Днепр к западу от Никополя. Дальнейшими работами А. Ф. Михальского, Н. Д. Коцовского и других площадь распространения руд была значительно расширена, были обнаружены новые участки, и к 1901 г. марганцоворудный бассейн имел конфигурацию, изображенную на фиг. 8. Н. А. Соколов, изучавший нижнетретичные отложения юга России, посещал эти руды неоднократно (1885—1887 гг.), а в 1899 г. получил специальное задание Геологического комитета изучить их и дать монографическую обработку, что им и было выполнено (Соколов, 1901).

На Восточном Урале третичное Сапальское месторождение было известно с 1867 г., а Марсятское открыто Е. С. Федоровым в 1894 г. В примагнитогорском районе уразовские и некоторые другие девонские руды установлены в 1880 г. В Семипалатинской области в Аркалыкских горах палеозойские марганцовые руды открыты в 90-х годах, в Муржике (к западу от Семипалатинска) — в 1896 г. (Г. В. Высоцкий); наконец, на Мангышлаке третичные накопления марганца были открыты Н. И. Андрусовым в 1907 г.

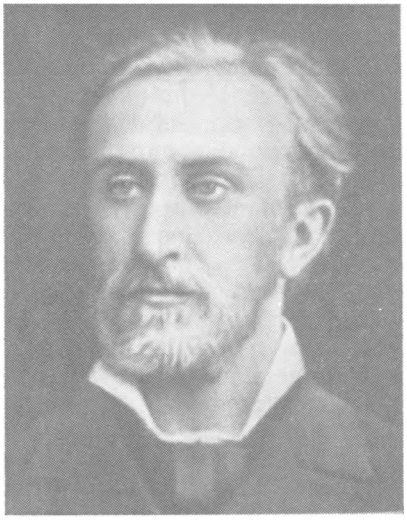
Несмотря на обилие известных точек марганцового оруденения и начавшуюся довольно интенсивную их эксплуатацию, научное исследование марганцовых руд, как и руд железных, долгое время не было начато. Первым и единственным шагом в этом направлении была указанная



Фиг. 8. Распространение олигоценовых марганцовых руд (по Н. А. Соколову, 1901)

1 — область распространения марганцовых отложений; *2* — предполагаемое их распространение

выше небольшая, но очень содержательная монография Н. А. Соколова о палеогеновых никопольских рудах. Генетические идеи, развитые им в этой монографии, не потеряли интереса до сих пор, почему мы и остановимся на более или менее подробном ее изложении.



НИКОЛАЙ АЛЕКСЕЕВИЧ
СОКОЛОВ
1856—1907

Никопольские руды, по Н. А. Соколову, образованы скоплениями стяжений, имеющих очень неровную бугристо-ячеистую поверхность до 20 *см* в диаметре. Стяжения имеют скорлуповатое или концентрически-слоистое сложение, более ясно обозначающееся около пустот и вообще в кусках руды более плотной землистой структуры. В кусках же с более крупным кристаллическим сложением концентрическая слоистость почти совсем исчезает. Внутри стяжений видны зерна кварца. Другой разновидностью руды является «дробка», залегающая в основании рудного пласта на участках к востоку от Никополя. Эта руда имеет вид орешков неправильной формы, скорлуповатого строения, величиной до 10—15 *мм*, но изредка достигающих и 20 *мм*. В расколе ясно видна концентрическая слоистость, в центре — или небольшая полость, обыкновенно частью выполненная буроватой глиной, или же зерно кварца, иногда довольно крупное. Руда, по Н. А. Соколову, сложена пиролюзитом, причем мощность пласта колеблется от 1 до 1,5 *м*. Из остатков органического происхождения в марганцовой руде чаще встречаются зубы акул, реже — зубы скатов, еще реже — позвонки и кости китообразных (?) животных. Изредка попадаются и куски окремнелой древесины. Известковые раковины моллюсков никогда в руде не встречаются. Обыкновенно же место раковин занимает пустота, отделяющая образованное из марганцовой руды ядро (т. е. слепок внутренней полости раковины) от отпечатка (на марганцовой же руде) наружной поверхности. В крайне редких случаях (только на трех экземплярах) сохранилась, и то лишь небольшими участками, раковина, образованная из перекиси марганца, заместившей известковое вещество раковины.

Руда залегает в глинисто-песчаной массе. По возрасту относится к олигоцену, возможно, к среднему, и синхронична чиатурским рудам и, вероятно, рудам восточного склона Северного Урала.

Рассматривая генезис руд, Н. А. Соколов решительно отвергает ту концепцию формирования их действием просачивающихся вод, которую мы рассмотрели подробно на примере железных руд Центральной России (П. А. Земятченский) и еще увидим дальше на примере курского самородка (М. Д. Сидоренко). «Залегание марганцовых руд исключительно в олигоценовых слоях становится совершенно непонятным, если предположить, что марганцовые руды образовались ... путем просачивания родниковых вод, заключающих в растворе марганцовые соединения. И в Никопольском, и в Криворожском районах, кроме олигоценовых слоев, находятся и неогеновые (сарматские и понтические), и послетретичные отложения... К тому же среди сарматских слоев мы находим подобное же чередование пород водоносных с водонепроницаемыми, как

и в олигоценовых отложениях. И несмотря на все это, ни в сарматских слоях, ни в понтических, ни в послетретичных не находится марганцовых руд. С другой стороны, слои с марганцовой рудой, представляющие и сами некоторое разнообразие петрографического состава, будучи то более глинистыми, то более песчанистыми, покрываются и, что еще важнее по отношению к циркулирующим водам, подстилаются породами далеко не одинаковой водопроницаемости... Почему же приносившие марганцовые соединения родниковые воды так тщательно избегали отложений неолигоценового возраста и вместе с тем так были безразличны к водопроницаемости пород, тогда как следовало бы ожидать обратного? Наконец, имеется еще одно очень важное обстоятельство, также несогласное с предположением о позднейшем отложении марганцовых частиц. В стяжениях марганцовой руды часто встречаются ... отпечатки и ядра пластинчатожаберных и (реже) брюхоногих моллюсков. Поверхность ядер представляет всегда слепок внутренней поверхности раковин. При разбивании стяжений руды, заключавших ядра моллюсков, почти всегда оказывалось, что эти ядра отделялись от отпечатка наружной поверхности пустым промежутком, соответствующим толщине самой раковины. Также и состоящие из пиролюзита ядра кораллов представляют очень тонкие слепки камер кораллов, стенкам же и перегородкам соответствуют пустоты. Лишь в крайне редких случаях (на одном экземпляре *Modiola micans* и также на ядрах *Crassatella sulcata*?) замечаются, и то лишь небольшими участками, замещенные марганцовым веществом раковины. Почему же выщелоченная углекислая известь раковин и кораллов в громадном большинстве случаев не была замещена марганцовым веществом, если последнее было вносимо позднее в олигоценовые слои просачивающимися водами родников? Также остались незамещенными сколько-нибудь значительные гнезда мергелистого вещества, вместо которого после выщелачивания частиц углекислой извести образовались пустоты, заключающие небольшие комочки и примазки глинистой породы... Во всяком случае существование многочисленных пустот в стяжениях руды на месте раковин, кораллов и известково-мергелистых гнезд свидетельствует, что воды, просачивающиеся после облечения этих органических остатков марганцовым веществом и выщелочившие углекислый кальций, не содержали в растворе сколько-нибудь значительного количества марганца» (Соколов, 1901, стр. 50, 51).

Из всех этих рассуждений следует, что никопольские руды не эпигенетичны по отношению к вмещающим их породам, а синхроничны им и, стало-быть, имеют седиментационное происхождение. Возникает вопрос: в каких же физико-географических условиях они возникли и что было рудообразующим фактором?

Марганцовые руды окаймляют с юга выступ докембрийского фундамента, или, как говорит Н. А. Соколов, «остаточного древнего кряжа южной России», который «не выступал сплошь из-под уровня моря, но образовывал широкую мелководную полосу, быть может, с небольшими, отдельно возвышавшимися островками» общего направления с северо-запада на юго-восток. «Эта огромная отмель, шириною достигавшая 100—120 верст, отделяла более глубоководную часть олигоценового моря, занимавшую Украину, от южной, также более или менее глубокой части того же моря, омывавшего остров Яйлу и далеко простиравшегося на юго-восток, в Закавказье и Армянское нагорье, и на запад, к восточным отрогам Карпат. Ни в пределах отмели, ни в расположенной к северу от нее части олигоценового моря неизвестно до сих пор отложений с марганцовой рудой. Все ... рудные залежи Никопольского района и окрестностей Кривого Рога находятся на южном склоне гранитного кряжа... Интересной подробностью в условиях залегания марганцовой руды является также и то, что все залежи этой руды занимают впадины, хотя и

неглубокие, на поверхности кристаллических пород, вообще, как известно, крайне неровной» (там же, стр. 42, 43).

«Расположение марганцовых залежей Никопольского района и окрестностей Кривого Рога в неглубоких котловинах на южном склоне подводного Гранитного Кряжа ... сближает рассматриваемые нами месторождения с теми скоплениями содержащих марганец осадков, которые ныне кое-где образуются сравнительно на небольшой глубине по соседству со скалистыми берегами, как, например, в прибрежье и в некоторых заливах Шотландии. Особый интерес представляют исследованные Бухананом скопления марганцовых стяжений на дне узкого, далеко врезающегося в землю залива западной части Шотландии — Лох-Файн (Loch-Fyne), наибольшая глубина которого не достигает 200 *м*... Находимые в этом заливе марганцовые стяжения своей формой и строением поразительно напоминают стяжения руды Никопольского района. Очень интересны также стяжения, прицементировавшиеся к створкам раковин (преимущественно *Pecten*), представляющие полное сходство с рудными желваками, заключающими отпечатки и ядра раковин моллюсков и находимыми в изобилии в марганцовой руде Южной России. Химический анализ стяжений из Лох-Файна показал нахождение до 37,15% MnO. Анализ ила, содержащего марганцовые стяжения, также показал присутствие марганца (0,71% MnO). Подобные скопления марганцовых стяжений известны и у других пунктов берегов Шотландии... И в иных морях, как, например, в Карском, встречаются на очень небольшой глубине стяжения, заключающие марганец. Крайне недостаточная изученность подобных прибрежных марганцовых осадков вообще и почти полное незнание условий и причин их образования в частности лишают нас возможности сделать дальнейшее сопоставление этих осадков с марганцовыми залежами олигоценовых слоев Южной России и *подобным, более надежным путем объяснить происхождение этих последних*»[1] (там же, стр. 44).

При анализе механизма формирования никопольских марганцовых руд Н. А. Соколов исходил из двух фактов, относящихся к современной геохимии марганца: 1) «Меррей и Ирвин ... не могли при произведенных ими опытах в лаборатории Шотландской морской станции и в Грантоне открыть в воде, взятой с поверхности Атлантического и Индийского океанов, равно морей Средиземного и Красного, ни малейших следов марганца. Даже в накипи котлов ... океанских пароходов, где, казалось бы, минеральные части морской воды должны быть сконцентрированы, химический анализ не открыл присутствия марганца» (там же, стр. 45). Это было подтверждено также тщательными работами К. Наттерера в восточной части Средиземного моря. Таким образом, «количество марганца (в морской воде. — *Н. С.*) столь мало, что самые тщательные химические анализы не в состоянии уловить его» (там же, стр. 46); но 2) «тогда как в морской воде химический анализ не может открыть даже малейших следов марганца, в золе некоторых морских растений марганец обнаружен» (там же, стр. 47), например у *Zostera*, *Padina* и др.

«... Ныне можно считать находящимся вне всякого сомнения, что многие растения обладают замечательной способностью обогащаться марганцовыми соединениями, несмотря даже на чрезвычайную бедность почв этим элементом, и что потому нахождение марганца в золе растений — явление очень распространенное. Правда, в современную нам эпоху как раз среди морских растений сравнительно очень малочисленны заключающие в золе своей марганец. Но не было ли именно особенностью

[1] Судя по работам Н. А. Соколова, ему остались неизвестны две статьи Меррея и Ирвина (1894 и 1895 гг.), в которых выясняется диагенетический характер стяжений и роль в нем органического вещества.

олигоценового моря Южной России и Закавказья существование растений, обладавших большою способностью концентрировать в себе марганцовые соединения?» (там же, стр. 48).

Напомним, что «очень интересным и важным в условиях залегания марганцовых руд Южной России является, бесспорно, то, что все залежи руды окаймляют с юга обширную отмель, как бы соответствуя известной прибрежной зоне олигоценового моря, находившейся на определенной глубине. Чрезвычайного внимания заслуживает то обстоятельство, что марганцовые руды Кутаисской губернии, представляющие по своему сложению, составу и по петрографическому характеру заключающей их породы поразительное сходство с марганцовыми рудами Никопольского района и подобно последним имеющие палеогеновый, по всей вероятности даже олигоценовый возраст, также тянутся полосой вдоль бывшего берега палеогенового моря. К прибрежным же образованиям палеогенового (и опять, вероятнее всего, именно олигоценового) моря должны быть отнесены глауконитовые песчаные образования с марганцовой рудой, встречаемые на восточном склоне Урала и в Киргизских степях. Все это наводит на мысль, что в олигоценовом море, притом именно в прибрежной полосе его, при определенных условиях глубины (во всяком случае глубже полосы прибоя волн) и, по-видимому, иногда даже в известном положении относительно стран света существовали условия, благоприятствующие образованию осадков, богатых марганцовым веществом. Естественнее всего предположить, что *это явление находилось в связи с особенностями органического мира, населявшего близкую к берегу и определенной глубины полосу моря*» (там же, стр. 46, 47).

«Тем, что (марганценакопляющие. — *Н. С.*) растения жили в известной прибрежной зоне (определенной глубины и на известном расстоянии от берега), могут быть объяснены и отмеченные выше особенности в расположении залежей марганцовых руд Никопольского и Криворожского районов. Но возможно также предположить, что в собирании марганцовых соединений из морской воды, помимо более или менее крупных водорослей и других морских растений, могли принимать участие, может быть даже преобладающее, микроорганизмы.

В настоящее время, после многочисленных экспедиций для изучения океанских глубин ... не может быть никакого сомнения в громадном влиянии органической жизни и, в особенности, микроорганизмов на химические процессы, совершающиеся на морских глубинах, и на образование отлагающихся там осадков. Эти исследования с совершенной очевидностью показали, какие обширные площади на дне морей занимают такие чисто органогеновые осадки, как глобигериновый ил, диатомовый, радиоляриевый и столь связанные своим происхождением с остатками фораминифер глауконитовые отложения.

Также все более и более выясняется важное значение бактерий в геологических процессах, в том числе и в изменении (диагенезе) морских осадков и в новообразовании их. Исследования Русселя в Неаполитанском заливе дают некоторое представление о громадном количестве бактерий в илу прибрежных частей моря. Так, в пробах ила, взятых с глубины 50—85 *м*, на 1 куб. *см* ила приходилось 245 000—288 000 бактерий. Таким образом, новейшими исследованиями не только вполне подтверждается, но получает далеко более обширное значение мысль, давно уже высказанная Бишофом, что морские растения и животные, в особенности малейшие из них, суть вечно деятельные собиратели составных частей морской воды.

Положим, пока нам неизвестны морские бактерии, собирающие марганец. Может быть, их в настоящее время и не существует. Но возможность таковых доказывается существованием пресноводных ферро-бактерий, притягивающих и марганцовые соединения. Благодаря работам

Кона, Цапфа, Виноградского и других выяснилось огромное значение этих бактерий при образовании озерных, болотных и дерновых железных руд. Виноградский, исследования которого особенно ярко осветили физиологические явления у ферро-бактерий, высказывает даже предположение, что упомянутые железные руды, пользующиеся таким громадным распространением, обязаны своим происхождением преимущественно деятельности ферро-бактерий. Но эти руды, как известно, нередко содержат и значительный процент марганца. Профессор Молиш даже опытным путем доказал чрезвычайную способность ферро-бактерий притягивать растворимые соединения марганца и выделять их в виде окислов.

Во всяком случае, при помощи ли крупных водяных растений или же бактерий или, наконец, при участии морских животных происходило скопление марганцовых частиц в прибрежной полосе олигоценового моря; *лишь участием в этом явлении органического мира возможно вполне удовлетворительно объяснить все указанные выше особенности в условиях залегания рассматриваемых марганцовых руд и в том числе одно из важнейших — подчиненность руды слоям строго определенного возраста*» (там же, стр. 48—50).

Я остановился на подробном изложении работы и идей Н. А. Соколова потому, что они демонстрируют, кажется, первый по времени в нашей литературе пример настоящего сравнительно-литологического исследования, когда для понимания генезиса пород древних (руд марганца) привлекается сопоставление их с современными аналогами и используются современные факторы. И так как именно в современном осадконакоплении весьма отчетливо видна роль биоса, последний выступает в концепции Н. А. Соколова в качестве рудообразующего фактора, а сама концепция оказывается биогенной. Так, *зародившись на примере изучения современного осадконакопления, биогенная концепция начинает постепенно проникать и в область исследования древнего литогенеза.*

Добавим, что идея Н. А. Соколова об узкой стратиграфической приуроченности марганцовых руд к олигоцену, как об аргументе в пользу биогенного их происхождения, вскоре была подхвачена Я. В. Самойловым и стала у него решающим доказательством биогенного происхождения накоплений многих элементов (см. ниже). Эта идея не изжита и до сих пор и продолжает гипнотизировать умы некоторых геологов, которые легкой апелляцией к биосу заменяют трудоемкое и тщательное исследование историко-геологических условий формирования руд и их геохимии.

Оценивая работу Н. А. Соколова в историческом аспекте, нельзя не отметить, что при всем интересе развитой им концепции она опирается на весьма ограниченную фактическую базу. В Никополе ему известна была только зона окисления марганцовых руд; обширно развитая фация руд карбонатных как здесь, так и на других марганцовых месторождениях была просто еще не вскрыта; стало быть, правильное представление о зональности марганцовых руд, как и руд железных, еще отсутствовало. Утверждение, будто окисные никопольские руды сложены только пиролюзитом, не соответствует действительности; минералогически руды зоны окисления гораздо разнообразнее. Все это будет выяснено лишь впоследствии, но, собственно говоря, если бы и было известно Н. А. Соколову, то могло бы лишь усложнить его биогенную концепцию, но не отменить ее.

глава V

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОСФОРИТОВ И ГЛАУКОНИТА

В изучении фосфоритов в конце XIX—начале XX в. отчетливо намечаются два этапа. Первый обнимает конец XIX в.; он характеризуется тем, что сведений о распространении фосфоритов было мало, причем у исследователей не всегда были правильные представления о минералогическом составе фосфоритов, а генезис их связывался с деятельностью просачивающихся вод. Второй этап отвечает первым полутора десятилетиям XX в., когда фактические знания о развитии фосфоритов резко расширились, представления о минералогии фосфоритов существенно прогрессировали, а фосфориты, по аналогии с современными, начали трактовать как образования седиментационные или седиментационно-диагенетические. Эти два этапа мы рассмотрим отдельно.

1. Первый этап изучения фосфоритов

Типичными работами первого этапа являются статья С. Ф. Швакгофера о подольских фосфоритах, опубликованная в «Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt» в 1871 г. (перевод напечатан в «Горном журнале», 1872, № 1) и статья М. Д. Сидоренко (1894) о «курском самороде».

Подольские фосфориты подчинены силурийским (?) сланцам, в частности их листоватой серо-черной разности. Они имеют форму шаров или эллипсоидов диаметром от 1—2 до 16—18 *см*, чаще 5—6 *см*, и весом 400—500 *г* (фиг. 9). «Лучистое строение, — по Швакгоферу, — не является у всех шаров тождественным: у одних радиальные полосы яснее выражены у периферии и сглаживаются мало-помалу по направлению к середине, так что вся масса шара около центра является почти совершенно однородною. Самый же центр состоит из светло-серых или серо-бурых кристаллических листочков известкового шпата, образующих обыкновенно звездчатую фигуру, у других экземпляров радиальная полосатость выражена одинаково резко через всю массу шара, и центр представляет в таком случае звездообразную пустоту, выполненную землистой массой бурого цвета... Между радиальными лучами вкраплены... зерна кальцита, железного колчедана, кварца, незначительные количества желтого порошка, содержащего углекислый марганец, порошкообразной массы, которая есть смесь окиси железа с бурым железняком и белой землистой массы глинистого силиката. Изредка попадаются и кусочки свинцового блеска» (Швакгофер, 1872, стр. 84—85). Автор выполнил два полных анализа конкреций и 25 частичных и пришел к двум существенным выводам: «Во-первых, между содержанием фосфорнокис-

лой извести и фтористого кальция в подольских фосфоритах существует то же отношение, какое замечается в апатите ($3Ca_3P_2O_8+CaF_2$); мы можем поэтому рассматривать эти образования как апатитовые (табл. 14).

Таблица 14

Состав подольских фосфоритов

Компонент	В чистом апатите		В фосфорите I (внутренняя часть)		В фосфорите II			
					в средней части		в ядре	
	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%
$3Ca_3P_2O_8$	930	92,26	87,61	92,32	83,33	92,40	53,70	92,14
CaF_2	78	7,74	7,29	7,68	6,85	7,60	4,58	7,86
Сумма	1008	100	94,90	100	90,18	100	58,28	100

Во-вторых, ... между апатитовым цементом и углекислой известью во внутренних слоях подольских фосфоритов существует весьма постоянное соотношение, причем сумма обоих, несмотря на весьма значительную разницу в их процентном содержании, остается постоянно одна и та же, как это видно из следующей табл. 15.

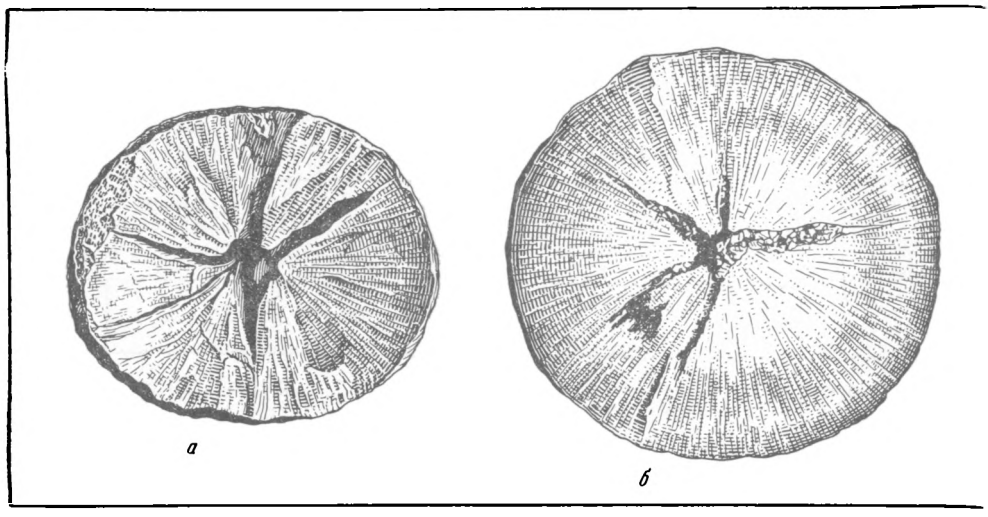
Таблица 15

Соотношение (в %) между апатитовым цементом и кальцитом в подольских фосфоритах

Компонент	В фосфорите I	В фосфорите II	
	во внутренней части	в средней части	в ядре
Апатит	94,90	90,18	58,28
$CaCO_3$	0,68	5,27	37,02
Сумма	95,58	95,45	95,30

Во внешних частях не замечается этого постоянства, вследствие присутствия в них многих посторонних примесей» (там же, стр. 96).

Рассматривая генезис подольских фосфоритов, С. Ф. Швакгофер пишет: «Я того мнения, что встречающиеся ныне апатитовые образования состояли некогда из углекислой извести, превратившейся в фосфорит от действия просачивавшихся из глинистого сланца фосфорнокислых и фтористых солей» (там же, стр. 97). «Материал для образования кальцитовых скоплений доставлял, без сомнения, меловой мергель (опока), мощные пласты которого обыкновенно залегают над залежами фосфоритов или по крайней мере там залегали, о чем свидетельствуют оставшиеся от них куски кремня» (там же). «Предположение, ... что все вещества, содействовавшие превращению углекислой извести в апатит, происходили из глинистого сланца, ... не слишком неправдоподобно, так как последний заключает довольно значительное количество фосфорной кислоты (0,33%. — *Н. С.*), да и фтор в нем открыть нетрудно. Что превращение это шло по направлению снаружи — внутрь шара, доказывают



Фиг. 9. Строение подольских фосфоритов (по Швакгоферу, 1871)

а — вполне инфильтрованный фосфорит, $^1/_6$ нат. вел. Лучистое строение ясно выражено по всей массе от периферии к центру. Внутри шар растрескался. Как трещины, так и образовавшаяся вследствие этого растрескивания центральная пустота, а также ходы между радиальными полосами выполнены темно-бурой землистой массой, состоящей преимущественно из окисей железа и марганца, небольшого количества кремнезема и следов глинозема, извести, магнезии и фосфорной кислоты. Поверхность шара темно-серого цвета, поверхность излома — бурого, зависящего от присутствия вышеупомянутой землистой массы;
б, в, г — не вполне инфильтрованные фосфориты, нат. вел.

заключающиеся в некоторых экземплярах кальцитовые ядра. Такие шары я называю не вполне инфильтрованными (фиг. 9, *б*, *в*, *г*), в отличие от вполне инфильтрованных, в которых на месте такого известкового ядра находится трещина. Последняя, так же как и лучистое сложение фосфорита, указывает на происшедшее в процессе превращения кристаллических зернистых известковых шаров уплотнение массы. Это уплотнение и как следствие его изменение в сложении ясно объясняются уменьшением объема, происходившим в ходе метаморфозы углекислой извести в апатит, как это видно из следующего сопоставления.

Из каждых 10 весовых частей углекислой извести происходила 1 весовая часть фосфорита (апатита):

$$10CaCO_3 — 3(Ca_3P_2O_8) \cdot CaF_2.$$

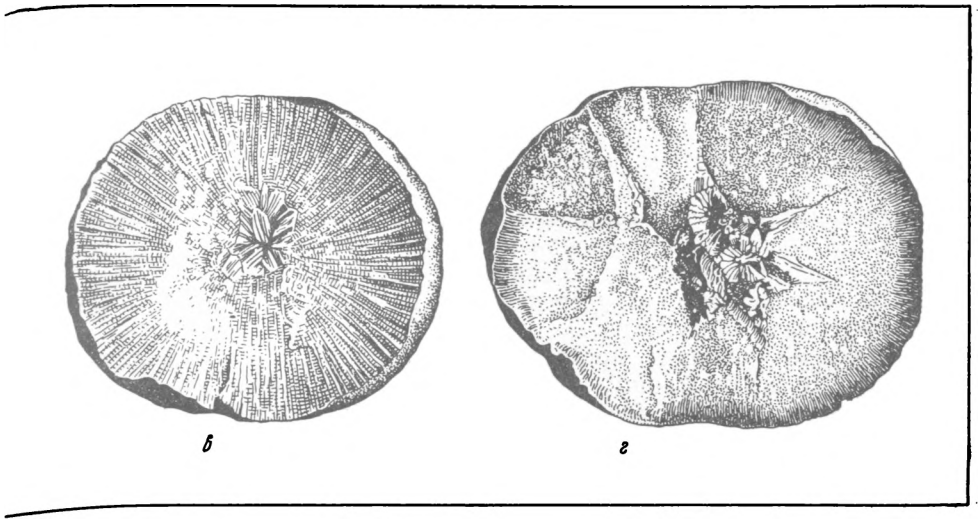
Атомный вес частицы углекислого кальция равен 100, следовательно, атомный вес 10 частиц равен 1000; атомный вес апатита равен 1008.

Средний удельный вес встречающейся в природе углекислой извести равен 2,65; удельный вес апатита равен 3,15. Разделяя атомные веса на удельные, будем иметь

$$1000/2{,}65 = 377{,}4 \text{ и } 1008/3{,}15 = 320{,}0,$$

т. е. объем углекислой извести относится к объему апатита как 377,4 : 320, или как 100 : 84,8; отсюда следует уплотнение массы» (там же, стр. 98, 99), развитие лучистости и образование при этом трещин. Поскольку метасоматоз шел от наружного края к центру, лучистость также проявляется сперва по периферии и только при закончившемся процессе достигает центра; в этих случаях лучистость структуры проявляется отчетливее всего.

«Допуская мое объяснение происхождения фосфоритов, — пишет С. Ф. Швакгофер, — должно принять, что фосфорная кислота в раство-



Сравнивая рисунки с анализами шаров, легко заметить, что по мере увеличения процентного содержания фосфорной кислоты радиальная полосатость выступает сильнее.
В шаре, изображенном на фиг. 9, *г*, содержащем наибольшее количество углекислой извести при наименьшем содержании фосфорнокислой извести, лучистость сложения выступает только во внешнем слое и то во многих местах весьма неясно, тогда как на фиг. 9, *в* и еще более на фиг. 9, *б* она выражена даже в центральных частях шара

ренном состоянии (в виде кислой фосфорнокислой извести) просачивалась снаружи внутрь шара, и что поэтому процентное содержание кальция, в апатите равное 39,68, в углекислой извести равное 40, осталось при превращении известняка в апатит неизменным» (там же, стр. 101). Для подтверждения этого автор выдерживал в течение 14 дней при обыкновенной температуре мраморные шарики, диаметром 1,5 *см*, в растворе фосфорнонатриевой соли. Варьируя эти опыты, он всегда обнаруживал, что в шариках накапливалась фосфорная кислота, в одном случае 0,59%, в другом (в растворе фосфорнокислого железа) — 0,97%.

С. Ф. Швакгофер подчеркивает, что подольские фосфориты в силурийских сланцах представляют собой весьма молодое образование, заведомо послемеловое, ибо первоначальные известковые стяжения возникли за счет промывания меловой толщи, а замещение их фосфором еще моложе. Он не замечает странности положения, что когда глинистый осадок силура был еще мягким и обводненным, в нем не шло процессов концентрирования ни $CaCO_3$, ни фосфатов, и только когда ил превратился в породу, просачивающиеся через нее воды вдруг начали производить описанные им преобразования. В этом сказывалось полное незнание того, что мы называем теперь седиментогенезом и диагенезом. Впрочем, для того времени, когда была написана статья Швакгофера, это и неудивительно.

Сходную с изложенной концепцию развивал М. Д. Сидоренко в 1894 г. на примере «курского самородка».

«Курский самород», или плитняк, представляет собой пласт желвакового фосфорита в верхней части сеноманских отложений (в так называемой сурке) по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины. Изучение его в XIX в. сопровождалось многими курьезами. Так, в самом начале этого века плитняк из-за покрывающей его (и отдельные желваки) поливы (или глазури, эмали) был принят учителем курской гим-

назии Г. И. Пузановым за продукт вулканической деятельности, за лаву. В 1818 г. другой учитель курской гимназии — Т. Селиванов, подвергший критическому анализу мнение своего предшественника, считал самород произведением нептуническим, т. е. железисто-песчанистой брекчией. Р. И. Мурчисон, путешествовавший в России в начале 40-х годов, также считал его «железистым раковистым агломератом». И только геолог М. А. Языков, при просмотре показанных ему А. А. Кейзерлингом образцов, признал в «курском самороде» фосфорит, что и было подтверждено химическим анализом, выполненным в 1845 г. профессором А. И. Ходневым. С той поры началось его химическое изучение; первое же петрографическое исследование было сделано М. Д. Сидоренко лишь в 1894 г. Результаты были следующие:

«1. Курский самород представляет собою одну из разновидностей песчаника. Цементирующим веществом в нем является главным образом *смесь углекислой и фосфорной извести* (*обе в аморфном состоянии*) и глины, а потому называть самород, как это сделал Науманн, апатитовым песчаником нельзя. Гораздо справедливее дать этой породе название фосфоритного песчаника.

2. Из аморфной фосфорнокислой извести вследствие присутствия рядом с ней фтористого кальция (по анализам. — *Н. С.*) в цементе самородка *с течением времени может выкристаллизоваться фтор-апатит* [$Ca_3F(PO_4)_3$]»; но сейчас такового, очевидно, еще нет.

«3. Желваки курского самородка ни по строению, ни по составу ничего общего не имеют с копролитами (ихтиозавров. — *Н. С.*), за каковые их принимал Гильльмен. Это просто стяжения минеральных материалов около определенных центров... Центрами стяжения послужили комки песчинок, перемешанных с органическими веществами, зубы ископаемых позвоночных и обломки раковин угасших моллюсков (Сидоренко, 1894, стр. 36).

Представления о механизме возникновения курского самородка были впервые сформулированы А. А. Кейзерлингом, развиты затем химиком К. К. Клаусом и дополнены профессором Н. И. Борисяком; они принимаются и М. Д. Сидоренко. Суть концепции заключается в следующем.

«Вода, содержащая в растворе углекислоту, действуя разлагающим образом на рассеянные в песчанистых породах кости ископаемых животных, переводила их вещество в раствор. Последний, проникая из верхних частей песков или песчанистых рухляков в нижележащие слои породы, здесь — частью вследствие испарения воды, частью вследствие выделения углекислоты — должен был выделять фосфорнокислую известь и некоторые другие субстанции, которые и сделались скрепляющим цементом для песчинок. Бугристая нижняя поверхность плиты, обладающая сталактитообразным (натечным) видом, указывает на неравномерное давление раствора сверху вниз. Первоначально образовались отдельные желваки, которые местами при благоприятных условиях поверхностного роста сблизились между собою и, наконец, слились в одну сплошную массу — плиту. Местами желваки остались в виде отдельных почек, галек, рогулек и пр. Появление на верхней поверхности плиты и желваков глазури может быть объяснено принятием того предположения, что после появления первой и вторых явилась плотная поверхность, которая должна была задерживать растворы. Такое сочетание обстоятельств обусловило возникновение благоприятных условий для медленного испарения воды и равномерного удаления углекислоты, вследствие чего вещества, заключенные в растворе, принуждены были осаждаться очень ровными слоями, из которых и составилась эмаль, окутывающая поверхность самородка» (Сидоренко, 1894, стр. 19, 20).

К этой концепции М. Д. Сидоренко добавляет: «По моему мнению, происхождение фосфоритов не может быть приписано определенному вре-

мени, но, *начиная с мелового периода, образование фосфоритов происходит до настоящего времени.* В самом деле, и в настоящее время в горизонте северского остеолита еще много ископаемых костей и копролитов, еще и в настоящее время в этом горизонте циркулируют подземные воды, а следовательно, и теперь еще сохраняются все условия для образования желваков фосфорита, а из них и плиты» (там же, стр. 23).

Из сказанного видно, что М. Д. Сидоренко был далек от мысли считать курский самород образованием седиментационным или седиментационно-диагенетическим; хотя он и занимался изучением современных осадков (см. выше), ему была неизвестна, судя по цитированной литературе, работа Меррея и Ренара «Deep-sea deposits» (1891 г.), и он не мог еще опереться на их данные по современным фосфоритам. По-видимому, он не знал еще и понятия «диагенез», только что введенного К. Гюмбелем и И. Вальтером. В этом отношении он сильно уступал Н. И. Андрусову, которому хорошо была известна названная монография и вообще литература по современному осадкообразованию и который очень тактично и смело ее использовал. Время аналогий с современностью в вопросе о генезисе фосфоритов придет еще не так быстро, что будет видно из дальнейшего.

2. Исследования В. Н. Чирвинского

С начала XX в. исследование фосфоритов вступило в совершенно новую стадию. Оно велось, с одной стороны, В. Н. Чирвинским в Киеве, с другой — Комиссией по фосфоритам в Москве, где главными деятелями были Я. В. Самойлов и А. Д. Архангельский. Первый все свое внимание обращал на выяснение химической природы вещества фосфатов, вторые — еще и на геологическую обстановку и механизм формирования фосфоритов; поэтому мы коснемся работ названных исследователей отдельно. Это тем более интересно, что В. Н. Чирвинский вновь исследовал и подольские фосфориты, и сеноманские северной части Днепровско-Донецкой впадины и многие другие.

В Подолии В. Н. Чирвинский изучал как коренные силурийские, так и переотложенные в сеномане фосфоритные шары. В сопоставлении тех и других заключается главный интерес его статьи «Химическое и микроскопическое исследование подольских фосфоритов» (Чирвинский, 1907).

Оказалось, что петрографические черты коренных и переотложенных фосфоритов различны.

Коренные фосфориты отличаются почти полным отсутствием сколько-нибудь хорошо образованных кристаллов. «При сильном увеличении кристаллы представляются неправильными (как бы разрушенными), и сравнительно редко можно встретить формы правильных гексагонов и четырехугольников. Наиболее хорошо образованные кристаллы встречаются в полостях, выполненных кварцем... Основная масса имеет слабо выраженное криптокристаллическое строение. Сферолиты встречаются чрезвычайно редко и притом всегда мелкие и плохо образованные. Характерным для коренных фосфоритов является отсутствие глауконита; кварц присутствует постоянно.

Состав „основной массы“ коренных фосфоритов в некоторых случаях может удовлетворять формуле фтор-апатита, в большинстве же случаев представляет собою смесь последнего с некоторым количеством фосфорнокислого кальция: $3Ca_3P_2O_8 \cdot CaF_2 + nCa_3(PO_4)_2$, где n может иногда быть равным нулю» (Чирвинский, 1907, стр. 37).

Переотложенные (сеноманские) фосфориты отличаются от коренных отчетливой кристалличностью; в шлифах «на темном фоне выступают в виде мозаики светлые зерна и кристаллы... Основная масса представ-

ляется состоящей из плотно сросшихся неделимых образований, которые только по краям полостей получают ясные и правильные очертания... Наиболее часто попадаются в шлифах поперечные и продольные сечения, поэтому большинство кристаллов имеет форму или четырехугольников, или пентагонов. Кристаллы ... вообще довольно короткие, длина их превосходит ширину в $1^1/_2$—2 раза. Размеры ... 0,05—0,7 *мм*. Характерно наличие сферолитов (0,06—0,1 *мм*), чаще всего вблизи полостей. Иногда сферолиты столь тесно срастаются, что получается род каемки, окружающей полость с небольшими выпуклостями по внешнему краю (обращенными в полость). Изредка сферолиты внутри конкреции» (там же).

Характерно присутствие глауконита, который встречается частично в виде округлых зерен, но чаще в виде неправильных натечных выделений по трещинам и пустотам. Некоторые зерна глауконита разбиты трещинами. По краям зерен бурые массы — результат окисления. По составу наиболее чистые участки основной массы очень близко отвечают формуле: $3Ca_3P_2O_8 \cdot CaCO_3$, но все же имеется небольшая примесь фтора.

Минерал такого состава был назван позже В. Н. Чирвинским «подолитом», или карбонат-апатитом (Tschirwinsky, 1911).

В. Н. Чирвинский считал, что $CaCO_3$ входит в молекулу фосфата, так как анализировались образцы, в которых микроскопическое исследование не устанавливало наличия карбонатов. Удалять CO_2 из образцов действием уксусной кислоты или прокаливанием также не удавалось.

Химический состав первичных и переотложенных фосфоритов заметно различен: вторые отчетливо обогащены CO_2 и обеднены фосфором. Получалось, что фтор-апатит при переотложении терял CaF_2, который замещался $CaCO_3$ (табл. 16).

Таблица 16

Сравнение коренных и переотложенных фосфоритов по химическому составу (в %)

Компоненты	Коренные фосфориты		Переотложенные фосфориты		
	№ 3	№ 5	Южный район, № 6	Северный район	
				№ 4	№ 1
CaO	48,16	49,65	49,60	49,12	51,31
P_2O_5	36,60	36,81	36,20	35,56	36,41
Al_2O_3	—	—	—	—	0,46
Fe_2O_3	—	—	—	—	1,73
Органическое вещество	—	—	—	—	0,56
K_2O	—	—	—	—	0,45
Na_2O	—	—	—	—	0,66
CO_2	0,34	0,33	0,90	3,82	4,18
F	1,13	2,21	2,05	1,69	0,26
SiO_2	—	—	—	—	4,87
Сумма	—	—	—	—	100,89

CO_2 в переотложенных фосфоритах (в %):

Северный район		Южный район	
№ 1	4,18	№ 6	0,90
№ 2	3,82	№ 7	0,52
№ 9	4,29	№ 8	0,80

«Что касается вопроса о происхождении подольских фосфоритов, то ... я смотрю (на них. — *Н. С.*), — пишет В. Н. Чирвинский, — как на конкреции, стянувшиеся некогда в мягких силурийских глинах. Нахождение известковых прослоек, не содержащих фосфорной кислоты или содержащих ее в незначительном количестве и расположенных в непосредственной близости к фосфоритам, имеет, по моему мнению, важное значение для решения вопроса, ибо, если принять теорию Швакгофера, то было бы совершенно непонятно, почему фосфорнокислые растворы инфильтровали круглые известковые конкреции и в то же время не действовали на близлежащие известковые прослойки» (Чирвинский, 1907, стр. 39).

ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ
ЧИРВИНСКИЙ
1883—1942
Снимок 1907 г.

Помимо подольских фосфоритов, В. Н. Чирвинский изучил большое количество фосфоритов других районов России, в частности Курска, Мангышлака, Костромы, Печоры, Орла, Саратова, Смоленска, Вятки, Воронежа, Пензы, Москвы, Киева, Чернигова, Нижнего Новгорода, Волыни, Ярославля, Рязани, Большеземельской тундры, берегов Аральского моря. Результатом этих исследований был вывод, что «в противоположность господствующему мнению, большинство русских фосфоритов обладает кристаллическим цементом» (Tschirwinsky, 1911, стр. 53). По оптическим свойствам они разбиты В. Н. Чирвинским на две группы: к первой принадлежат *все кристаллические фосфаты* с двупреломлением приблизительно 0,008; ко второй — фосфориты *со слабым двупреломлением* (около 0,004) или вообще не действующие на поляризованный свет.

Примером первой группы являются сеноманские фосфориты северной окраины Днепровско-Донецкой впадины (курский саморо́д, черниговские, орловские и т. д.). Это песчаные, бедные фосфатом желваки или плита. Фосфат образован радиальнолучистыми корочками, одевающими кластические зерна. Для минералогического анализа были взяты образцы, где представлен только такой фосфат и микроскопически не обнаруживалось кальцита, а также кусок фосфатизированной древесины. Результаты химических анализов, после соответствующих пересчетов, приведены в табл. 17.

Таблица 17

Состав оптически деятельного фосфорита
(по W. Tschirwinsky, 1911)

Компоненты	Теоретический состав $2Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3 \cdot CaF_2$	«Саморо́д»	Путивльский фосфорит	Фосфатизированная древесина	Среднее из трех
$Ca_3(PO_4)_2$	77,69	76,38	77,94	76,56	76,96
$CaCO_3$	12,59	14,91	11,02	12,93	12,95
CaF_2	9,78	8,71	11,04	10,51	10,09

Добавим, что при отсутствии уловимого в шлифах $CaCO_3$ фосфатное вещество все же выделяло пузырьки от действия HCl.

«Как известно, — пишет В. Н. Чирвинский, — химическая связь фосфорнокислого кальция, углекислого кальция и фтористого кальция, похожая на то, что имеется в образцах, установлена в минералах штаффелите и франколите» (Tschirwinsky, 1911, стр. 64). Однако в цитируемой статье он еще воздерживается от обозначения анализированного минерала каким-либо минералогическим названием. Позже (в 1919 г.) он назовет этот *оптически деятельный фосфат курскитом.*

Одновременно В. Н. Чирвинский указывает, что в образцах саморода А. А. Иностранцевым уже давно был установлен совсем другой состав фосфата, примерно отвечающий формуле $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$ и содержащий 82,96% $Ca_3(PO_4)_2$ и 17,04% $CaCO_3$ (в формуле карбонат-апатита 82,31% $Ca_3(PO_4)_2$ и 17,69% $CaCO_3$). В образце же, анализированном Карно в 1896 г., получены совсем иные соотношения (в %):

	I	II
P_2O_5	15,93	19,44
F	1,30	1,84,

что близко отвечает апатиту.

Из этих фактов В. Н. Чирвинский делает два важных вывода:

1. «В фосфоритах одной и той же области встречаются фосфаты, весьма различные минералогически и оптически».

2. «Группы песчанистых фосфоритов с радиальнолучистым фосфатом и двупреломлением около 0,008 есть коллективная группа» (Tschirwinsky, 1911, стр. 66).

Что касается группы фосфоритов с оптически мало деятельным фосфатом, встречающейся в юре Кинешмы, Костромы, Нижнего Новгорода, то состав их иной (в %):

	Анализы	
	по Николаеву	по Любавину
$Ca_3(PO_4)_2$	92,35	94,03
CaF_2	7,65	6,97,

т. е. фосфатный цемент почти точно отвечает формуле фтор-апатита. Эти фосфаты всегда известковисты.

Из всех этих данных, казалось бы, логически вытекало, что фосфатное вещество наших фосфоритов представляет собой как бы «нечистые апатиты», в которых $CaCO_3$ либо вытесняет часть CaF_2, либо присоединяется к молекуле апатита, как это и стало трактоваться позже (с конца 30-х годов). Однако В. Н. Чирвинский считал, что такого вывода «*никоим образом делать нельзя*» и что, наоборот, русские фосфориты «минералогически достаточно разнообразны, причем в некоторых случаях этому различию химического состава ... отвечает разница оптических свойств» (Tschirwinsky, 1911, стр. 71).

В. Н. Чирвинский не довел до конца своих минералогических исследований, но два крупных факта им были все же обнаружены: 1) наличие в русских фосфоритах фторкарбонат-апатита, у которого $CaCO_3$ *входит в состав молекулы,* и 2) что превращение фтор-апатита во фторкарбонат-апатит происходит под влиянием вод, обогащенных $CaCO_3$. Им же была высказана мысль, что подобно курскиту штаффелит есть, «по всей вероятности, коллективная группа» (там же, стр. 74). Иначе говоря, им была вполне подготовлена почва к возникновению и укреплению тех взглядов, какие позже были высказаны А. В. Казаковым и господствуют

сейчас. Но сам он, к сожалению, в критический момент свернул на другую, ошибочную, дорогу — случай в истории науки весьма обыкновенный; вспомним исследование С. П. Попова по керченским рудам.

3. Работы Комиссии по изучению фосфоритов (1908—1918 гг.)

Весьма крупным вкладом в познание фосфоритов России были работы Комиссии по изучению фосфоритов, созданной 7 мая 1908 г. Советом Московского сельскохозяйственного института (ныне Московская сельскохозяйственная академия им. К. А. Тимирязева), под председательством Д. Н. Прянишникова. В состав комиссии входил Я. В. Самойлов, который стал действительным руководителем работ. Комиссия должна была выяснить районы, перспективные для добычи фосфоритов, условия их залегания, запасы, качество и технологические свойства. Работа комиссии началась в том же 1908 г. выездом на полевые работы в самый северный район известного тогда месторождения по р. Волге, к западу от Кинешмы, а также по рекам Унже и Нее. В этой работе участвовали всего три исследователя: Я. В. Самойлов, А. Д. Архангельский и А. П. Попов, а стоимость работ составляла 3500 рублей. Но уже со следующего года работы расширились и вскоре приняли широкий размах, охватив, в сущности, всю территорию Европейской части России, а также Мангышлак. В ней принимали участие, кроме названных лиц, крупные геологи: А. Н. Розанов, Н. И. Андрусов, А. В. Казаков, Н. Н. Тихонович, А. Н. Семихатов, Г. Ф. Мирчинк, А. Н. Замятин, А. В. Нечаев и др. Комиссия ежегодно издавала отчеты (всего 8 томов), в которых излагался первичный фактический материал, иллюстрированный графическими схемами и картами; в этих отчетах были и некоторые теоретические выводы. Я. В. Самойлов опубликовал несколько очерков, касающихся минералогии фосфоритовых месторождений. К сожалению, этот огромный и ценный материал не был своевременно обобщен. Обобщение было сделано лишь в 1927 г. А. Д. Архангельским уже после того, как комиссия перестала существовать, а Я. В. Самойлов, бывший душою комиссии, умер (осенью 1925 г.). Оно было предпринято для XIV Международного геологического конгресса, одной из тем которого было выяснение мировых запасов фосфатного сырья.

Как это ни странно, выяснению природы фосфатного вещества, слагающего фосфориты, в работах комиссии было отведено очень мало места. В первых своих статьях Я. В. Самойлов (1909, 1910а, б, 1911—1915) — минералог среди геологов — обходил этот вопрос. Разбирая валовые анализы фосфоритов, он ограничивался лишь рассмотрением отношения фтора в фосфоритах к фтору в апатитах; а так как в юрских фосфоритах северных областей это отношение было близко к 1 (1,1), то отсюда следовало, что фосфат в фосфоритах принадлежал фтор-апатиту. Но в сеноманских фосфоритах Днепровско-Донецкой впадины и в рязанских фосфоритах стали обнаруживаться существенные отклонения, которые, как мы знаем, уже были истолкованы до того В. Н. Чирвинским как принадлежность фосфата к фторкарбонат-апатиту; кристаллическая модификация этого фосфата была в 1919 г. названа им курскитом.

Кривая нагревания фосфатов, впервые полученная Я. В. Самойловым, не показала эндотермической остановки при температуре около 900°, типичной для свободного кальцита. «Эти данные, — пишет он, — позволяют предположить, что в нашем фосфорите карбонат кальция находится не в свободном состоянии, как в искусственно приготовленной смеси, а в связанном состоянии» (Самойлов, 1914, стр. 674), входя в молекулу фторкарбонат-апатита, что подтверждало идеи В. Н. Чирвинского.

«Останавливаясь на соотношениях между фосфорнокислым, фтористым и углекислым кальцием в рязанском фосфорите, — продолжает Я. В. Самойлов, — получаем при соответственном пересчете (в %):

$Ca_3(PO_4)_2$	84,57	83,93	штаффелит.
CaF_2	6,53	7,04	
$CaCO_3$	8,90	9,03	

Эти числа достаточно близко соответствуют составу франколита — штаффелита, ... как явствует из приведенных во втором столбце данных» (Самойлов, 1914, стр. 682).

Таким образом, судя по отдельным высказываниям Я. В. Самойлова в разных статьях, можно принять, что он, вслед за В. Н. Чирвинским (хотя и не ссылаясь на него), допускал принадлежность юрских фосфатов северных областей к апатиту, а сеноманских и рязанских — к штаффелиту (фторкарбонат-апатиту). Впрочем, чего-либо законченного в этом вопросе Я. В. Самойлову сделать не удалось. Достаточно сказать, что состав штаффелита он понимал чрезвычайно широко. Например, кролевецкие фосфориты Я. В. Самойлов также трактовал как штаффелитовые; состав их такой (в %):

	I тип	II тип	Формула штаффелита
$Ca_3(PO_4)_2$	75,93	77,29	$2Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 \cdot CaCO_3$
CaF_2	8,49	9,20	
$CaCO_3$	15,58	13,51	

После смерти Я. В. Самойлова А. Д. Архангельский, резюмируя итоги работы Комиссии по фосфоритам, писал относительно минералогической формы фосфатов в желваковых фосфоритах, «что отношения между $Ca_3(PO_4)_2$, CaF_2 и $CaCO_3$, полученные при соответственных пересчетах анализов, наиболее близко подходят к тем, которые характеризуют курскит и стаффелит:

Курскит	Стаффелит
$2Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 \cdot CaCO_3$	$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 \cdot CaCO_3$
$77{,}69\ Ca_3(PO_4)_2 + 9{,}78\ CaF_2 + 12{,}53\ CaCO_3$	$83{,}93\ Ca_3(PO_4)_2 + 7{,}04 CaF_2 + 9{,}03\ CaCO_3$

К типу курскита принадлежит фосфат большинства глауконитово-глинистых пород, а к типу стаффелита — большинство песчаных пород. Таким образом, получается впечатление, что курскит выражает состав *оптически недеятельного или малодеятельного фосфата, стаффелит же — состав радиальнолучистого.* В тех случаях, когда имеются налицо обе разности фосфата, мы должны иметь смеси этих двух минералов» (Архангельский, 1954, стр. 638) [1]. Легко видеть, что здесь совершенно неправильно переданы взгляды В. Н. Чирвинского, который курскитом называл именно кристаллический, оптически деятельный фосфат песчаных фосфоритов.

Гораздо интереснее и важнее были результаты геологических исследований Комиссии по фосфоритам.

Первое, что было выяснено, это — стратиграфическое и географическое размещение фосфоритов (табл. 18). Из таблицы видно, что весь палеозой Русской платформы, исключая подольские фосфориты, практически пуст как носитель фосфатов. Все они приурочены к верхней юре + валанжину и к верхнему мелу, особенно сеноману (+пограничные слои с туроном — сурке) и к основанию сантона. При этом террито-

[1] Статьи А. Д. Архангельского 1927 г. цитируются по Избранным трудам, 1954, т. 2.

риально фосфаты локализуются практически только на площади Русской платформы.

«В Сибири, — писал А. Д. Архангельский, — (фосфориты. — *Н. С.*) неизвестны совершенно, в Туркестане, к юго-востоку от границы Русской платформы, фосфориты находят только в верхнемеловых и палеогеновых образованиях. В Крымско-Кавказско-Копетдагской горной области известны только ничтожные фосфоритовые прослойки в мелу и палеогене (Крым); на Урале в осадочных породах фосфориты не встречаются вовсе» (там же, стр. 624).

Такая своеобразная стратиграфическая и географическая локализация фосфоритов обусловлена двумя факторами: а) фациальным типом мезозойских отложений и б) тяготением фосфоритов к определенному тектоническому и гидрологическому режиму. «Русский материал, — по А. Д. Архангельскому, — совершенно определенно показывает, что фосфориты встречаются только в отложениях морских бассейнов, обладающих нормальной соленостью воды, и в осадках терригенного или пелагического (sic! — *Н. С.*) характера.

В отложениях бассейнов с ненормальной соленостью воды, опресненных или, наоборот, слишком осолоненных, фосфориты совершенно не встречаются, а среди отложений бассейнов нормальной солености они отсутствуют в фации бентогенных известняков. В силу этих причин фосфориты почти не встречаются в палеозойских отложениях СССР, которые представлены или известняками, или осадками ненормально соленых бассейнов (часть силурийских отложений Сибири, часть девона Европейской части СССР, пермская система), или, наконец, континентальными образованиями. В силу тех же причин отсутствуют фосфориты и в русских неогеновых образованиях, представляющих отложения опресненных бассейнов, зараженных в глубоких частях сероводородом». Что касается тектонического режима и гидрологических условий, то, как считал А. Д. Архангельский, «в условиях спокойного накопления осадков, в открытом море на Русской платформе, или совсем не происходило накопления фосфоритов, или же в отлагавшемся здесь илу образовались только отдельные конкреции; образование пластовых фосфоритов было связано преимущественно с колебаниями уровня моря. Фосфоритовые слои накоплялись в тех частях моря, которые находились в достаточной близости от берега или от поверхности моря, чтобы могло иметь место или замедление осадочного процесса, или перемывание ранее отложившихся, содержавших конкреции фосфоритов осадков. Местами в юрском море образовались отмели, весьма долгое время существовавшие и покрывшиеся довольно мощным слоем фосфоритов (Общий Сырт)» (там же, стр. 626).

Очень показателен в этом отношении верхний мел Днепровско-Донецкой впадины. «Образование фосфоритовых горизонтов... (здесь. — *Н. С.*) находилось в теснейшей связи с колебаниями осадочного процесса. В центральной части впадины, где толща верхнемеловых отложений отличается исключительной полнотою и где в ней мы не замечаем никаких следов перерывов, фосфориты отсутствуют. По периферии впадины фосфоритовых слоев имеется несколько, и каждому из них отвечают изменения в петрографическом составе осадков и нередко ясные следы перерыва и размывания лежащих ниже пород» (там же, стр. 628).

Такого рода историко-геологические особенности моментов фосфоритообразования обусловили сложный состав фосфоритовых слоев. Это далеко не всегда просто первичные стяжения фосфата в осадках; чаще это комбинация перемытых, иногда раздробленных и окатанных более древних желваков, обросших новыми концентрами фосфата, с первичными концентрациями, находящимися in situ. Число перемывов и новых обрастаний древних желваков достигает иногда пяти-шести. А сами

Таблица №

Стратиграфическое размещение фосфоритов

Возраст		Местонахождение
	Tr	*1* — Днепровско-Донецкая впадина; *2* — там же; *3* — там же
Cr	Mst	*1* — Черниговская и Могилевская области
	Cmp	*1* — Черниговская и Могилевская области; *2* — Пензенская обл.; *3* — Поволжье; *4* — Актюбинская обл.
	Snt	*1* — северная окраина Днепровско-Донецкой впадины; *2* — Поволжье, Пензенская обл.; *3* — Актюбинская обл.; *4* — Северные Кызылкумы; *5* — Саратовская обл., р. Хопер, Пензенская обл.
	Cn	Нет
	Tur	Нет
	Cm	*1* — Днепровско-Донецкая впадина; *2* — Подолия; *3* — Мангышлак; *4* — Эмба и Сагыз; *5* — Подмосковье; *6* — побережье Аральского моря
	Alb	*1* — Мангышлак; *2* — Московская обл.; *3* — Пензенская обл.; *4* — Тамбовская обл.; *5* — Поволжье
	Apt	*1* — Мангышлак и Кавказско-Копетдагская горная область
	Bar-Ght	*1* — Саратовская обл.; *2* — Владимирская обл.
	Vln	*1* — Рязанская обл.; *2* — Костромская и другие области; *3* — Пензенская, Тамбовская и другие области
J_3	Vlg_2	*1* — Подмосковье; *2* — Ульяновская обл.; *3* — Общий Сырт
	Vlg_1	*1* — Среднерусская возвышенность; *2* — Ульяновская обл.; *3* — Костромская обл.; *4* — Ярославская обл.; *5* — Сызранский район
	Km	*1* — тонкий прослой на оз. Индер
	Km	*1* — слои в Ярославской обл.
	Oxf	*1* — Общий Сырт; *2* — за р. Уралом вплоть до оз. Индер

Возраст		Местонахождение
J_3 Kl	1, 2, 3, 4	*1* — редкие желваки в области Общего Сырта; *2* — Общий Сырт; *3* — западная часть Костромской обл.; *4* — то же, что в среднем келловее
P + T		Нет
C		Нет
D_3	1	*1* — мелкие желваки в D_3 Воронежской обл.
S	1, 2	*1* — фосфориты Подолии; *2* — желваки в основании горизонта *Asaphus expansus*
Cm	1	*1* — фосфоритовые желваки в горизонте *Obolus apollinis*

перемывы, сопровождавшиеся удалением подавляющей массы терригенного материала, приводили к тому, что время генерации фосфатового пласта измерялось иногда целым ярусом или даже двумя, как, например, на Общем Сырте, где 2—3-метровый пласт фосфорита формировался в течение келловея и оксфорда вместе взятых; или к Костромской области, где «фосфоритовый конгломерат накоплялся в течение огромного промежутка времени, обнимающего конец портландской, всю аквилонскую и начало нижненеокомской эпох. Элементы его начали отлагаться на дне бассейна еще в конце портланда, и этот процесс закончился лишь в начале неокома» (Архангельский, 1909, стр. 47).

«Редкость (фосфоритов. — *Н. С.*) в областях геосинклиналей, несмотря на то, что здесь нередко встречаются породы, в фациальном отношении как будто и подходящие для образования фосфоритов», объясняется, по А. Д. Архангельскому, «в значительной степени той непрерывностью осадочного процесса, который характеризует геосинклинали, и редкостью тех перерывов, к которым обычно приурочивается образование фосфоритовых слоев и которые так часто встречаются на платформах; полностью, однако, эти причины едва ли могут объяснить интересующие нас явления» (Архангельский, 1954, стр. 623).

«По вопросу о происхождении фосфоритов, — писал А. Д. Архангельский еще в 1909 г., после первого года работ Комиссии по фосфоритам, — микроскопическое изучение их доставило очень ценные данные. Как известно, по воззрениям Меррея, образование современных фосфоритов находится в зависимости от массовой гибели планктонных организмов. Исключительное богатство портландских и неокомских фосфоритов радиоляриями, представляющее ненормальное явление для терригенных осадков, показывает, что такая же массовая гибель планктона имела место и при их образовании и притом в условиях, аналогичных современным (течения)» (Архангельский, 1910, стр. 61), точнее, при встрече холодных и теплых течений (см. ч. I, гл. I). Такая генетическая трактовка желваковых фосфоритов удерживалась в нашей литературе до конца 30-х годов.

Сопоставляя работы В. Н. Чирвинского и геологов Комиссии по исследованию фосфоритов, нетрудно видеть, что они как бы дополняют друг

друга и вместе весьма далеко продвинули проблему состава и генезиса наших фосфоритов. Их результаты надолго определили подход к исследованию у советских геологов и литологов и понимание ими генезиса фосфатонакопления. В истории развития литогенетических идей эти исследования дореволюционного периода вписали одну из наиболее ярких страниц. Есть и еще одна важная черта работ Комиссии. В трактовке осадочных пород, вмещающих фосфориты, и самих фосфоритов руководители геологических работ сразу же стали на позиции сравнительно-литологического метода, впервые продемонстрированного Н. А. Соколовым (1901) при изучении марганцовых руд. «Фосфориты, — писал А. Д. Архангельский в 1909 г. в первом своем отчете (стр. 51), — представляют один из интереснейших объектов изучения в той молодой отрасли геологии, которая получила название палеоокеанографии. В западноевропейской литературе за последнее время накопился довольно длинный ряд работ, посвященных условиям залегания, строению и генезису фосфоритов, в то время как в русской — не имеется, насколько мне известно, ни одного аналогичного исследования». Автор надеялся в дальнейшем заполнить этот пробел и осуществил это в широком аспекте в монографии о верхнемеловых отложениях. Еще интереснее высказывания Я. В. Самойлова (1909). В том же первом выпуске «Трудов Комиссии» он пишет, что юрские «отложения, богатые пиритом, можно сопоставлять с (современным. — *Н. С.*) голубым илом, богатые глауконитом — с зеленым илом (стр. 154). Насколько я знаю, это была первая в нашей литературе попытка точного аналогизирования древних морских отложений с современными.

4. Глауконит и его генезис по исследованиям К. Д. Глинки

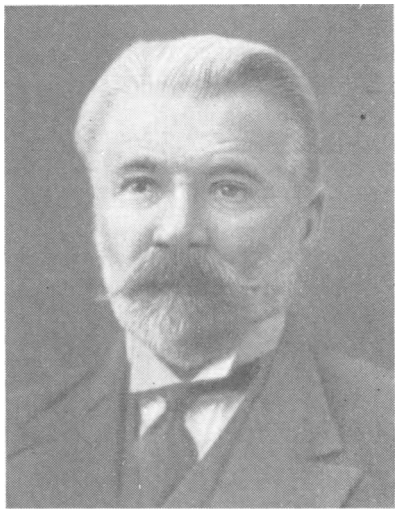
Так как фосфориты и просто песчаные породы нередко содержат глауконит, то естественно, что многие русские геологи в той или иной степени занимались изучением его. Большей частью это были попутные экскурсы, не отличавшиеся ни обстоятельностью, ни глубиной анализа и воспроизводившие те воззрения на его состав и генезис, какие были высказаны еще Мерреем и Ренаром (Murray, Renard, 1891). Так было, например, у всех участников работ Комиссии по исследованию фосфоритов. Но, наряду с такой, так сказать, общепринятой трактовкой глауконита в нашей литературе были дважды заявлены и особые взгляды на его генезис. Я имею в виду, с одной стороны, монографию К. Д. Глинки (1896) «Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания», с другой — наблюдения и высказывания В. В. Ламанского (1905) о глауконите в нижнесилурийских отложениях.

Суть генетических представлений К. Д. Глинки сводится к двум утверждениям.

1. «Состав глауконита и селадонита и свойства их столь близки, что они могут считаться совершенно идентичными. Из всех глауконитов Европейской России к селадониту ближе всего стоят кембрийские и силурийские образцы» (Глинка, 1896, стр. 113, 114).

2. «Глауконит не представляет новообразования (в морских породах. — *Н. С.*), а является детритным продуктом, ... продуктом разложения или, точнее, продуктом сложного метаморфоза авгитовых, а частью и роговообманковых минералов из группы глиноземсодержащих» (там же, стр. 106). Но как и где происходит этот «сложный метаморфоз», превращающий авгит (и роговую обманку) в глауконит — этот вопрос К. Д. Глинкой не только не разбирается, но даже не ставится. Таким образом, вся работа его имеет не столько конструктивную, сколько нега-

тивную задачу — опровергнуть взгляд на глауконит как на типичный новообразованный морской минерал. Интересны доводы, на которых строится концепция детритной природы глауконита. Их четыре.



КОНСТАНТИН ДМИТРИЕВИЧ ГЛИНКА
1867—1927

1. «Все глауконитовые породы являются породами с детритным характером. Минералы, входящие в состав глауконитовых песков и глин, — это наиболее обыкновенные породообразующие минералы. Так как кварц наиболее противостоит химическому выветриванию, то он обычно и представляет главную составную часть глауконитовых пород. Черная магнезиальная слюда обыкновенно отсутствует, ибо сравнительно легко подвергается разложению, полевые шпаты, особенно плагиоклазы, в главной массе разложены и превращены в глинистое вещество, авгиты и роговые обманки в неизмененном виде также почти не встречаются. Белая слюда, с трудом поддающаяся разложению, часто присутствует и иногда даже в значительном количестве» (там же, стр. 107). Если это так, то, следовательно, и глауконит — детритный минерал.

2. Связь формирования глауконита с органическим веществом случайна. «Камеры фораминифер и других животных по умирании этих последних и некотором разрушении раковин могут механически наполняться глауконитом, который нередко находится в таком мелкораздробленном состоянии, что частицы его могут проникнуть в самые мелкие отверстия ... (так, например. — *Н. С.*) образец глауконитовой породы из окрестностей Гродно, а также третичный глауконитовый песок из Завихоста Радомской губернии, содержат глауконит почти в пылевидном состоянии и при взмучивании в воде некоторые частицы этого минерала очень долго не осаждаются на дно сосуда... К тому же зерна глауконита, принимаемые за ядра фораминифер, вообще „очень подозрительны“ ... при надавлении пальцем они рассыпаются в порошок, среди частиц которого находятся иногда и мельчайшие пылинки кварца (там же, стр. 110)».

3. В некоторых случаях зерна глауконита «поразительно напоминают своей формой кристаллы моноклинического авгита, что в особенности ясно видно на образце из Подольской губернии (там же)».

4. «Условия химических реакций, совершавшихся в голубом и зеленом иле, не таковы, при которых можно было бы ожидать каких-либо новообразований из группы силикатов, да и действительно, в указанных прибрежных отложениях мы и не встречаем никаких новых силикатов, если не считать глауконит» (там же).

Все эти доводы, однако, не имеют доказательной силы прежде всего потому, что автор не указал, *как* и *где* происходит на суше преобразование авгита в изверженных породах в селадонит или глауконит. Если оно имеет место в процессе выветривания, то эти минералы должны присутствовать либо в почвенном профиле, либо в коре выветривания, причем должны быть здесь широко распространены, ибо ископаемые глауконитсодержащие пески и глины распространены также широко. Но никто

ни во времена К. Д. Глинки, ни позже глауконита как продукта разложения изверженных пород ни в почвенных горизонтах, ни в коре выветривания не находил. Это сразу выбивает почву из-под всех его доказательств. В то же время в древних и современных осадках нередки случаи нахождения глауконитовых зерен лапчатой или амёбообразной формы с трещинами синерезиса, которые литологи единодушно признают в качестве новообразований на морском дне. Существование перемытого и переотложенного глауконита не противоречит тому, что переотложенный глауконит когда-то был все-таки новообразованием на морском дне.

Из сказанного следует, что монография К. Д. Глинки о глауконите отнюдь не может быть занесена в актив русских литологических работ конца XIX—начала XX в. Это несомненная неудача исследователя.

5. Глауконит в древнейших силурийских отложениях (по В. В. Ламанскому)

Несравненно интереснее выводы, к которым пришел В. В. Ламанский (1905) относительно условий залегания и образования глауконита в своей работе «Древнейшие слои силурийских отложений России». Выводы эти следующие.

«1. Не встречаясь почти вовсе в кембрийских образованиях (исключение — синяя глина, в которой местами встречаются вкрапленные глауконитовые зерна), глауконит характеризует у нас нижние слои силурийской системы, начиная с глауконитового песка и кончая нижней частью азафового известняка. Словом, наш ярус «В» является в то же время как бы глауконитовой зоной в основании нашей силурийской системы, так как выше глауконит неизвестен.

2. В пределах этой глауконитовой зоны глауконит распределен весьма неравномерно. Наиболее обильные его скопления характеризуют породы, трансгрессивно отложившиеся после перерывов в напластовании, вызывавшихся отступанием моря (глауконитовый песок, основание азафовой толщи, а также глауконитовые полосы в горизонте $B^{\alpha}_{\varkappa}$).

3. Породы, в которых он (глауконит. — *Н. С.*) встречается (песчаники и известняки) в наибольшем количестве, имеют конгломератовидный характер и содержат фосфорную кислоту. Граница этих пород от нижележащих пластов весьма резкая, и поверхность последних носит следы размывания.

4. В вертикальном разрезе увеличение числа глауконитовых зерен совпадает с отрицательным движением береговой линии (обмеление моря, отступание), тогда как уменьшение их числа совпадает с положительным движением (углубление моря, надвигание).

5. В пределах одного и того же горизонта содержание глауконита больше там, где отложение происходило на меньшей глубине, ближе к берегу. Чем на большей глубине и дальше от берега отлагался осадок, тем количество глауконита меньше.

6. Есть все основания предполагать, что при надвигании моря только в том случае отлагались глауконитовые осадки, когда это надвигание происходило быстро. Если же надвигание останавливалось или замедлялось, то начинал отлагаться осадок прибрежного ила, лишенный глауконита» (Ламанский, 1905, стр. 125).

Касаясь определения фациальной зоны и глубины глауконитсодержащих пород, В. В. Ламанский пишет: «Следов прибрежного происхождения они не обнаруживают, да, кроме того, трудно предположить, чтобы глауконит мог в то время отлагаться в прибрежной полосе, между тем как теперь он неизвестен ни в литоральной, ни в сублиторальной полосе

моря. Вернее всего предположить, что отложение глауконитоносных пород совершалось при быстром надвигании моря, вследствие чего местности, покрывавшиеся водой, сразу уходили на глубину, превосходившую глубину литоральной зоны. В то же время надо признать, что образование глауконита происходило в нижнесилурийском море на глубинах, значительно меньших, чем теперь. На это указывают нам самый характер и залегание осадков, наиболее содержащих глауконит. Так, глауконитовая порода, залегающая в основании азафового подъяруса, стоит в непосредственной связи с прибрежными образованиями Балтийского порта... Далее зерна глауконита буквально переполняют так называемые пески и песчаники, ... а породы эти, отнюдь не будучи прибрежными образованиями, являются настоящими терригенными осадками, и потому образование их не могло происходить на значительных глубинах, особенно в таком спокойном море, каким по всем признакам представляется бассейн, покрывавший в нижнесилурийскую эпоху наши балтийские губернии и Скандинавию. Косвенным подтверждением того, что образование глауконитовых пород происходило на сравнительно незначительных глубинах, являются сами зерна глауконита... Судя по внешнему виду и характеру завивания раковины, ядра эти — скорее всего мелкие гастроподы и даже молодые особи гастропод, а этот класс ископаемых населял более мелкие части нижнесилурийского моря, так как если обратиться к нашим известнякам, то увидим, что гастроподы усиливаются в нем по направлению к западу, т. е. в том направлении, в каком отложения наши делаются более мелководными, ... в наибольшем изобилии они встречаются около Иоа, Ревеля и Тишера, т. е. в непосредственной близи перехода в песчаник» (там же, стр. 124, 125).

Эта мысль о том, что однородные по составу отложения могут в разные эпохи встречаться на разном удалении от берега и на разной глубине, чрезвычайно интересна, но не нова. Л. Кайо еще в 1897 г. показал, что распределение осадков должно быть особенным для каждого момента истории Земли в зависимости от распределения суши и моря, климата и состава пород, слагающих континенты (см. Архангельский, 1952). В частности, с уменьшением находящихся над уровнем океана частей континентальных масс, с более равномерным распределением температуры в атмосфере и гидросфере, вызывающим уменьшение силы воздушных и морских течений, пелагические осадки должны были отлагаться ближе к континентам и на меньшей глубине, чем в настоящее время. Обострение движений земной коры должно действовать в обратном направлении.

Запомним эту мысль, ибо мы встретим ее позже в почти неизмененном виде в одной из общих концепций литогенеза.

6. О некоторых общих методологических высказываниях В. В. Ламанского

Кроме представлений о генезисе глауконита, В. В. Ламанским были изложены некоторые общие методологические установки по поводу того, как правильно использовать данные современного осадкообразования для выяснения генезиса исходных древних пород. Эти высказывания настолько интересны, что стоит воспроизвести их здесь, тем более, что они сейчас совершенно незаслуженно забыты. «Вообще я думаю, — пишет В. В. Ламанский, — что батиметрическое положение древних осадков едва ли может быть выяснено путем сравнения каждого из них в отдельности с осадками современных морей. Постараюсь доказать это положение. В основание сравнения древних и современных осадков могут быть положены данные как фаунистические, так и литологические. В первом

случае мы приписываем древнему осадку то или иное батиметрическое положение на основании распределения в современных морях животных (а также растительных) форм, более или менее родственных тем формам, которые встречены в ископаемом состоянии. Не говоря уже о том, что в виде окаменелостей сохранилась лишь ничтожная часть живших организмов, подобное сравнение основано на предположении, что представители тех же групп, семейств и классов во все времена имели такое же распределение в море, как и теперь. Будучи поэтому вообще мало достоверным, метод этот становится все менее и менее надежным, чем древнее осадки, к которым он прилагается. То же самое следует сказать относительно сопоставления литологического состава геологических напластований с осадками современных морей. Прежде всего здесь нам приходится сравнивать между собою свежие современные осадки с отложениями, в которых позднейшие процессы внесли часто глубокие изменения. Только восстановив первоначальные свойства, которыми обладал древний осадок непосредственно после своего образования, мы будем иметь сравнимые между собою объекты, а для такого восстановления необходимо исследование осадочной породы со стороны ее петрографического состава, сложения, включений и т. д., которые должны отделить процессы ее генезиса от позднейших диагенетических изменений. Подобные исследования находятся, как мы знаем, лишь в самом зачатке, и только немногие области изучены с этой стороны [1]. Но пусть даже первоначальные свойства какого-нибудь древнего пласта восстановлены и пусть в этом восстановленном виде он обнаруживает полнейшее сходство с каким-нибудь современным осадком, мы и в этом случае не вправе выводить заключения об их одинаковом происхождении. Одного петрографического сходства мало, необходимо, чтобы оба осадка обладали сходным залеганием и сопровождались близкими друг другу отложениями. Только в том случае, когда пласты, составляющие продолжение данного осадка, а также пласты, залегающие в его подошве и кровле, обнаруживают сходство с отложениями, сопровождающими сходный современный осадок, только в этом случае мы можем утверждать об их одинаковом происхождении.

Очевидно, при решении вопроса о батиметрическом положении древних осадков мы должны идти другим путем, а именно: сравнивать их не с осадками современных морей, а между собою. При этом должны быть сравниваемы осадки, относящиеся к той же эпохе или, еще лучше, к тому же моменту в жизни Земли. В результате такого изучения мы можем установить ряд определенных фаций, более или менее резко отличающихся друг от друга.

Установленные таким образом фации будут, очевидно, соответствовать определенным районам осаждения или, как выражаются немцы, определенным Lebensbezirke. В распределении этих районов существовала, несомненно, известная правильность, выражавшаяся в том, что одни районы располагались вблизи друг друга или даже рядом, другие же напротив, были значительно отдалены друг от друга, и в промежутке между ними располагались переходные районы. А отсюда следует, что как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении может происходить смена лишь таких фаций, которые принадлежат соседним районам осаждения. Основываясь на этом законе, названном И. Вальтером законом согласования фаций (Korrelation der Facies), мы уже имеем возможность разобраться в любом комплексе древних осадков и восста-

---

[1] Образцом подобного рода исследований являются работы Кайо, особенно его последняя работа «Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires» (Cayeux, 1897).

новить условия, в которых происходило их осаждение. Для этого необходимо, с одной стороны, проследить для каждого слоя те изменения в фауне и литологическом составе, которые он претерпевает в горизонтальном направлении, а с другой — установить смену фаций, происходящую в вертикальном направлении. Таким образом, *вместо непосредственного сравнения древних осадков с современными мы должны идти путем сопоставления смены фаций, подмеченной нами среди древних осадков, с тем распределением районов осаждения* (**Lebensbezirke**), *которое наблюдается в современных морях*» (Ламанский, 1905, стр. 120—122) (курсив мой. — *Н. С.*). Эту мысль также следует запомнить, так как совершенно сходные установки и методику мы встретим в одной из крупных работ, разбираемых в следующей главе.

глава VI

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ

Кроме специальных работ, рассматривающих отдельные осадочные породы и руды, в конце XIX—начале XX в. было выполнено несколько региональных исследований стратиграфо-фациального типа, в которых авторы достаточно подробно изучили также петрографические особенности пород; некоторыми это было сделано так основательно, что до сих пор их работы читаются почти как современные исследования, а установленные ими факты и полученные выводы не потеряли значения и поныне.

Из числа таких работ остановимся прежде всего на небольшом, но чрезвычайно содержательном, я бы сказал, изящно выполненном исследовании Г. А. Радкевича, посвященном верхнемеловым породам Подольской губернии. Эта работа читается как отличная статья из современного журнала, хотя она написана около 80 лет назад.

1. «О меловых отложениях Подольской губернии» Г. А. Радкевича (1891)

Отложения, изученные Г. А. Радкевичем, относятся к сеноману, развиты в северной части бассейна Днестра, причем показывают весьма характерную смену фаций в направлении с северо-запада на юго-восток. На северо-западе разрез сложен главным образом глауконитовыми песками, которые вниз по разрезу и на юго-восток делаются все более тонкозернистыми и включают линзы и прослои кремнистого песчаника и роговиковые стяжения. На востоке они замещаются кремнистыми мергелями также со стяжениями, а у восточного края изученной площади — мергелями с рассеянными роговиками. «Главконитовые пески и песчаники, с одной стороны, и различные видоизменения меловых мергелей — с другой, — пишет Г. А. Радкевич, — оказываются так тесно связанными между собой петрографически, обнаруживают такие постепенные переходы как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, наконец, фауна их оказалась настолько близкой, что, мне кажется, мы имеем право рассматривать их как петрографически различные фации одновременных образований» (Радкевич, 1891, стр. 79).

Статья Г. А. Радкевича представляет собой, собственно, детальное описание указанного фациального профиля. Весьма важно, прежде всего, отчетливое определение места окремнения в ряду осадков сеноманского времени. Окремнение это начинается в зоне мелкозернистых глауконитовых песков, усиливается при переходе к песчанистым мергелям и дости-

гает максимума в краевой зоне мергелей, после чего резко убывает и в известковых мергелях (термин Г. А. Радкевича) проявляется лишь в виде отдельных рассеянных роговиковых желваков. Такое положение кремнистых пород среди других отложений было подтверждено впоследствии другими исследователями верхнемеловых толщ Европейской России.

Глауконитовый песок состоит из зерен диаметром от 0,005 до 0,4 *мм*, наичаще же 0,2—0,4 *мм*, образованных главным образом кварцем и глауконитом; в незначительном количестве встречаются разложенные зерна полевого шпата (ортоклаза и плагиоклаза), пластинки слюды (мусковита), апатита, турмалина, циркона, рутила, изредка более или менее разложенного авгита и роговой обманки, наконец глинистые частицы. По своей микроструктуре и включениям зерна кварца весьма сходны с кварцевыми зернами гранитов, выступающих по Бугу и Днестру; поэтому материнскими породами для сеноманских песков были, вероятно, гранитные породы, близкие тем, какие и сейчас сохранились в разрезах по указанным двум рекам. Зерна глауконита темно-зеленые, обычно округлые; иногда они являются внутренними слепками раковин фораминифер, чаще же выполнением осевых каналов спикул губок либо замещением их.

Эти темно-зеленые среднезернистые пески переходят как по вертикали (вниз), так и по горизонтали (на восток) в зеленовато-серые, также глауконитовые пески, но более мелкозернистые (диаметр 0,1—0,2 *мм*), отличающиеся присутствием спикул губок и опаловых глобулитов. Глобулиты эти «представляют обыкновенно ясные круговые очертания (сферическую, изредка эллипсоидальную форму); в группах и скоплениях контуры прилегающих друг к другу шаровых образований в местах соприкосновения являются часто как бы срезанными. Величина их варьирует от 0,0025 до 0,02115 *мм* в диаметре; наиболее частая величина их 0,00846—0,0141 *мм*... По ... структуре они обнаруживают некоторое разнообразие: наиболее обыкновенными являются шаровые образования (0,00846—0,01128 *мм* в диаметре), в которых можно различить периферическую зону, занимающую около $^1/_3$—$^1/_6$ диаметра их, часто чрезвычайно тонко- и радиальнополосчатую, и внутреннюю — центральную часть, являющуюся либо однородной, сильно преломляющей свет, либо слабозернистой; в последнем случае в центре ее часто обособляется сильно преломляющее ядрышко. В других случаях периферическая зона является очень широкой, и центральная зернистая часть только слабо выражена и неясно контурирована. В более крупных шаровых образованиях на границе между периферической и центральной зернистой частью наблюдается еще светлая промежуточная зона. Наконец, наиболее мелкие шаровые образования являются, по-видимому, совершенно однородными во всей своей массе» (там же, стр. 86, 87).

Среди глауконитовых песков встречаются пласты, линзы или отдельные стяжения кремнистых («роговиковых») песчаников. Они отличаются от песков только наличием кремнистого цемента. «Этот „роговиковый“ цемент состоит из однородной, бесцветной и прозрачной, агрегатно поляризующей основной массы криптокристаллической (халцедоновой) кремнекислоты с большей или меньшей примесью аморфной... в шаровой форме, также глинистых частиц, со значительным количеством спикулей[1] губок; изредка также с раковинами фораминифер» (там же, стр. 95). «Поверхность спикулей является гладкой и ровной или же эродированной в большей или меньшей степени; осевые каналы большей частью ясно заметны, обыкновенно выполнены либо желтовато-бурой мелкозернистой, непрозрачной, железистой массой, либо главконитом,

[1] Сохраняется написание автора статьи.

либо аморфной кремнекислотой в шаровой форме, либо, наконец, халцедоновой кремнекислотой. Вещество самих спикулей ... состоит нередко из аморфной кремнекислоты, бесцветной и прозрачной, часто проникнутой весьма значительным количеством мельчайших двуконтурных образований эллипсоидальной, округло-треугольной и т. д. форм, представляющих, по-видимому, продукт свойственного аморфной SiO_2 спикулей стремления к шаровой агрегации, конечным продуктом которой являются типические шаровые образования (глобулиты. — *Н. С.*), наблюдаемые нередко в массе этих спикулей; чаще, однако, вещество спикулей подвергалось превращению в криптокристаллическую (халцедоновую) либо в кристаллическую (радиальнолучистой структуры) массу кремнекислоты (нередко с остатками аморфной SiO_2 в форме погруженных в эту анизотропную массу шаровых образований). Наконец, иногда спикули (окрашены. — *Н. С.*) в желтовато-бурый цвет, непрозрачны и на поляризованный свет не действуют (подверглись замещению желтовато-бурой железистой массой) или же состоят из ... главконита. Вообще в цементе ... главконитовых песчаников, равно как и в основной кремнистой массе роговиков, можно наблюдать целый ряд переходов от спикулей, вполне сохранившихся, к таким, от которых уцелел один лишь осевой канал, выполненный желтовато-бурой железистой массой» (там же, стр. 95, 96). Соотношения между аморфной и халцедоновой кремникислотой в песчаниках варьируют: с возрастанием последней плотность песчаников увеличивается.

«В крупнозернистых песчаниках масса (кремнистого. — *Н. С.*) цемента играет совершенно подчиненную роль; в типических главконитовых песчаниках наблюдается значительно большее содержание его; наконец, в плотных сливных песчаниках масса цемента получает решительное преобладание над кластическим элементом» (там же, стр. 98).

«По мере увеличения содержания роговиковой массы цемента и уменьшения количества кластических элементов описанные главконитовые песчаники обнаруживают постепенный переход к роговикам, рассеянным в различном количестве в форме сростков (незначительной величины и неправильной формы обыкновенно) в меловых мергелях, — нормальных и метаморфизованных» (там же).

К востоку от долины р. Жван глауконитовые пески замещаются мергелями, обыкновенно только в слабой степени «метаморфизованными». В шлифах порода состоит главным образом из углекислой извести «в форме раковин фораминифер и обломков их, а также обломков других более крупных известковых органических остатков (Echinodermata, главным образом раковины моллюсков), кроме того, в форме кокколитов или же мельчайших известковых зернышек разнообразной, обыкновенно неправильной формы, или, наконец, в форме более или менее крупных участков известкового шпата. Кроме того, в массе породы наблюдается более или менее значительное количество глинистых частиц, а также мелких зерен кварца (0,0278—0,0834 *мм*) неправильно округлой или угловатой формы, глауконита, бурого железняка, листочков слюды (мусковита), изредка также и других кластических элементов, наблюдаемых в глауконитовых песках; наконец, в мраморизованных в различной степени меловых мергелях наблюдается также большее или меньшее количество аморфной кремнекислоты в форме описанных шаровых образований (мелких, неправильно рассеянных в массе породы) и совместно с ними всегда в небольших обыкновенно количествах спикули губок и обломки их» (там же, стр. 93). Благодаря количественным изменениям всех этих компонентов существует много вариаций мергелей: от более чистого, белого, рыхлого, мелоподобного (сильно марает и пишет) до зеленовато-серого сильно песчанистого глауконитового мергеля, залегающего большей частью в основании мергельного разреза.

В мергелях встречаются в большем или меньшем количестве стяжения кремнезема разнообразной формы, которые Г. А. Радкевич называет роговиками. В шлифах они «представляют уплотненные, сцементированные большим или меньшим количеством криптокристаллической (халцедоновой) кремнекислоты участки вполне или только частью метаморфизованного мергеля, чрезвычайно богатые спикулами губок. В бесцветной и прозрачной халцедоновой массе их, ... кроме большего или меньшего количества аморфной SiO_2 в шаровой форме, а также значительного, часто громадного количества беспорядочно рассеянных спикулей губок, наблюдаются также раковины фораминифер, изредка и радиолярий, мелкие зерна кварца, глауконита и других кластических элементов; наконец, в роговиках из нормальных или только слабо метаморфизованных меловых мергелей — также сохранившиеся в различном количестве первоначальные составные части этих мергелей» (там же, стр. 99). Роговики изменчивы по структуре и временами неотличимы от кремней.

Итак, все породы сеномана Подолии «представляют один непрерывный ряд, крайними членами которого являются темно-зеленые главконитовые пески и неизмененные меловые мергели. Промежуточные члены этого ряда — зеленовато-серые главконитовые пески с песчаниками, кремнистые и кремнисто-известковые мергели, сильно песчанистые (главконитовые) и более чистые, с роговиками — представляют ... породы в большей или меньшей степени, часто вполне, метаморфизованные, происшедшие вследствие замещения первоначальных известковых составных частей этих пород аморфной кремнекислотой, большей частью в форме своеобразных шаровых образований» (там же, стр. 104), т. е. глобулитов.

Что же вызвало окремнение (по Г. А. Радкевичу, метаморфизацию) переходных слоев от глауконитовых песков к известковым мергелям? «Тот факт, — пишет он, — что в рыхлых метаморфизованных породах наблюдаются всегда, в небольших количествах, разрозненные спикули губок, сростковые же массы глауконитовых песчаников и роговиков, залегающие в этих породах, являются часто переполненными спикулями, ... дает нам право рассматривать наиболее метаморфизованные меловые породы Подольской губ. *как настоящие губковые пласты* и видеть в спикулях губок, рассеянных некогда в огромном количестве в массе этих пород, как причину метаморфизации их, так и источник кремнекислоты, аморфной и халцедоновой, составляющей в настоящее время главную массу их» (там же). Кремнекислота роговиков и кремней является также биогенной «в значительной степени, если не целиком», причем в подтверждение этого толкования Г. А. Радкевич ссылается на исследования кремней зарубежными геологами (Томсона, Уэллиша, Сорби, Хинде, Ренара и др.). Подчеркнем, что по мнению Г. А. Радкевича, «образование роговиков и кремней — по всей вероятности, процесс законченный, имевший место только в течение известного периода, немного времени спустя отложения породы, содержащей их» (там же, стр. 103).

Как видим, перед нами весьма квалифицированно выполненное оригинальное исследование, богатое фактами и с очень убедительными выводами, не потерявшими силы и доныне. Характерно, что автор стоит на позициях биогенной концепции аморфного кремнезема кремнистых мергелей, к чему его вынуждают личные микроскопические наблюдения. И хотя он и не употребляет термина «диагенез», но из приведенной выше цитаты явствует, что превращение биогенного опала в глобулярный и стягивание его в «роговики» относится именно к диагенетической стадии.

2. Палеоокеанографические исследования верхнего мела юго-востока Европейской России А. Д. Архангельским

Другим весьма интересным региональным исследованием, в котором большое место было отведено фациально-литологическому анализу, была монография А. Д. Архангельского «Верхнемеловые отложения востока Европейской России». В ней была сделана попытка реконструировать тип бассейна века *Belemnitella lanceolata* и указать современные гомологи отдельных его осадков с помощью метода, который был назван впоследствии сравнительно-литологическим. Суть его состоит в следующем.

«Океанографические исследования последних 50 лет, — пишет А. Д. Архангельский, — выяснили, что характер осадков, отлагающихся в различных участках дна современных морских бассейнов, находится в строгой функциональной зависимости от физико-географических условий данной области: характер осадка данного участка дна является функцией формы бассейна, положения береговой линии его, характера берегов, направления и силы течений, глубины, климатических условий данной области земной поверхности, степени напряженности вулканической деятельности в ней и т. д. Указанная зависимость настолько строга, что, исследуя осадок, взятый из неизвестной нам точки дна современных океанов, можно определить географическое положение этой точки, глубину ее и расстояние от берега [1]. Если свойства осадка в существующих морских бассейнах определяются перечисленными выше факторами, то мы имеем все основания предполагать, что совершенно такая же зависимость между свойствами осадка и физико-географическими условиями бассейна существовала и в минувшие геологические эпохи. Поэтому, установив характер осадка, из которого произошла данная нам для исследования порода, мы путем тщательного сравнения его с современными можем надеяться получить более или менее точные представления о физико-географических условиях интересующей нас области в определенную эпоху ее существования» (Архангельский, 1952, стр. 279) [2].

Таблица 19

Средний состав (в %) пород зоны

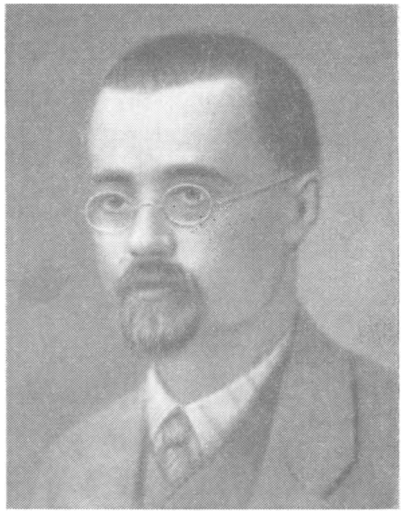
Порода	$CaCO_3$ (среднее)	Нерастворимый остаток						Пределы колебаний	
		Общее количество	частиц $>0{,}01$ мм	частиц $<0{,}01$ мм	Размер частиц $>0{,}01$ мм		количество глауконита	$CaCO_3$	нерастворимый остаток
					средний	максимальный			
Пески (12 обр.)	7,09	85,83	46,59	17,44	0,13	0,3—0,7 (до 1—1,5 см)	Заметное	0—13,49	76,91—92,89
Глауконитово-глинистые	22,29	69,88	28,45	34,51	0,13	0,6—1,0	От 10—15 до >50	2,8—40,15	50,0—80,3
Глинистые	30,95	61,89	11,50	50,37	0,05	0,13	Имеется	6,69—44,57	48,37—83,03
Мергельно-меловые	76,32	17,15	2,89	15,00	0,05	0,10	»	70,32—92,36	6,46—28,22
Меловые	95,86	2,34	0,03	2,31	0,04	0,17	Оч. редко	91,62—98,37	1,52—4,56

[1] В примечании А. Д. Архангельский ссылается на высказывания Меррея и Ренара, приведенные нами в гл. I (стр. 46).

[2] Цитаты даются по 1-му тому Избранных трудов А. Д. Архангельского (1952).

Чтобы произвести такого рода сопоставление, А. Д. Архангельский изучил петрографически 37 образцов песчаных, глауконитово-глинистых, мергельно-меловых и меловых пород в разных точках Саратовского и Ульяновского Поволжья, Общего Сырта и р. Илек. Результаты этого изучения суммированы в табл. 19.

Из данных таблицы видно, что в ряду от песков к мелу резко растет среднее содержание $CaCO_3$ (от 7,09 до 95,86%), содержание же нерастворимого в HCl остатка соответственно падает от 85,83 до 2,34%. Одновременно убывает количество песчано-алевритовых частиц (от 46,59 до всего 0,03%) и уменьшается их средний диаметр от 0,13 до 0,04 *мм*. Интересно распределение глауконита. В песках он содержится в «заметных количествах» (без цифрового определения), в глауконитово-глинистых породах его количество резко возрастает от 10—15 до > 50%, в дальнейшем резко убывает до единичных зерен в мелу.



АНДРЕЙ ДМИТРИЕВИЧ
АРХАНГЕЛЬСКИЙ

1879—1940
Снимок 1911 г.

Характерно изменяется состав органических остатков. В песках это раковины моллюсков — устриц и других пластинчатожаберных, донные фораминиферы, белемниты; в глинистых породах — обломки раковин моллюсков, среди которых призмы раковин иноцерамов играют преобладающую роль, остатки скелетов Echinodermata и кокколитофориды. То же наблюдается и в мергельно-меловых породах. В составе мела скелеты Echinodermata, Bryozoa, Brachiopoda, Vermes играют совершенно пичтожную роль. Остатки моллюсков, преимущественно в виде призм раковин иноцерамов, образуют также второстепенную часть мела. Среди крупных форменных элементов мела главнейшая роль принадлежит скелетам одноклеточных организмов; их остатки в некоторых случаях составляют до 50% породы. Весьма многочисленны «шарообразные или эллиптические тела, которые Л. Кайо в своих работах о французском меле относит к родам *Orbulina* и *Fissurina*. Джекс Браун, Хилл и Чепмен в последнее время обозначают эти тела названием „sphaeres“ („сферы“) и считают их положение в системе неопределенным. Если выключить эти „сферы“, то количество остальных фораминифер едва ли превышает в каком-либо из исследованных образцов 15%, но обычно бывает гораздо меньше» (там же, стр. 318).

«В общем преобладающим элементом мела является цемент. Он составляет, насколько это можно судить по шлифам, от 30 до 90% и более всей массы породы..., как правило, однако нужно принять, что цемент (образует. — *Н. С.*) более половины породы. Отношение между зернами кальцита и остатками кокколитофорид, слагающими цемент, колеблется в различных случаях довольно сильно. В одних образцах кокколиты, рабдолиты и их обломки слагаются лишь $^1/_3$ цемента и не более 15% всей массы мела, а в других они являются преобладающим элементом в цементе, образуя до $^4/_5$ последнего и до 70% и более всей массы мела. В большинстве случаев остатки кокколитофорид составляют 40—50% всей породы. Количество зернышек кальцита колеблется приблизительно

в тех же пределах. Любопытной особенностью богатых цементом образцов мела является меньшее содержание зерен кальцита» (там же, стр. 317).

Что касается генезиса этих кальцитовых зерен, то критически рассмотрев обширную западную литературу по этому вопросу, А. Д. Архангельский пришел к заключению, что они возникают за счет распада раковин разнообразных известьвыделяющих организмов, происходящего в более глубоких горизонтах осадка еще под поверхностью воды бассейна.

Чрезвычайный интерес в работе А. Д. Архангельского представляют методы, которыми он проводил сопоставление древних пород с современными и решал вопрос об их гомологичности, фациально-генетической идентичности. Два признака при этом играют решающую роль: близкое сходство первичных минералого-петрографических свойств древней породы и современного осадка (соотношение $CaCO_3$ и нерастворимого остатка, характера терригенного материала, характера органических остатков и т. д.); сходство пространственных соотношений изучаемой породы и соседних пород и соответственно гомологичного осадка и соседних осадков; при этом второй из указанных признаков не менее, а может быть, даже более важен, чем первый (на современном языке это называлось бы парагенетическими соотношениями пород) [1].

«Как песчаные, так и глинистые породы зоны *Belemnitella lanceolata*, несомненно, возникли из осадков, относящихся к терригенным, так как главнейшая часть этих пород слагается из более или менее крупных минеральных зерен кластического происхождения» (там же, стр. 322). Но какие из современных отложений песков должны считаться гомологами песков зоны *Bel. lanceolata*: прибрежные или отложенные на шельфе? И какие илы гомологичны глинам той же зоны: возникшие в береговой зоне, в тихих лагунах и местных углублениях шельфа, или же по краю его и на континентальном уступе?

Хотя песчаные породы зоны *Bel. lanceolata* и напоминают отчасти современные береговые пески, однако «последние легко исключаются из числа гомологов песчаных пород по ряду причин... Береговой песок, как правило, бывает лишен глинистых частиц, которые удаляются из него ветром и волнами, а в песчаных породах зоны *Bel. lanceolata* глинистые частицы почти всегда присутствуют в довольно значительном количестве... Глауконит, который присутствует во всех исследованных образцах и представляет собою, несомненно, первичный элемент породы, не образуется на берегу; наконец, организмы, встречающиеся в песчаных пластах, не несут на себе никаких признаков пребывания в береговой полосе моря...» (там же, стр. 324). Изменчивость гранулометрического состава меловых песков, следы действия волнения на песчаный осадок, проявляющиеся в окатывании зерен, в большой толщине створок устриц — все это свойственно и современным отложениям шельфовой зоны. «Таким образом, по главнейшим чертам своего строения песчаные осадки зоны *Bel. lanceolata* тождественны с осадками континентального плато и гомологичность этих двух образований весьма вероятна» (там же, стр. 328).

«Современные осадки континентального плато, с одной стороны, переходят в береговые образования, с другой — в осадки континентального склона. Для песчаных осадков зоны *Bel. lanceolata* можно установить переход к востоку в глинистые породы — гомологи осадков континентального склона современных морей. К западу от исследованной мною

---

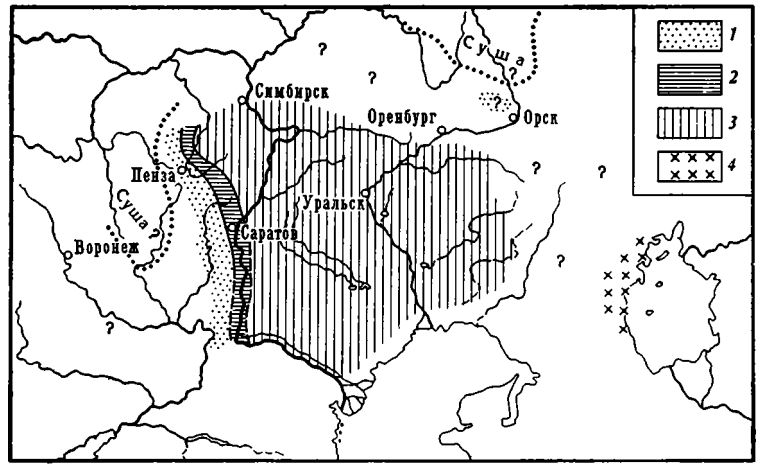
[1] Этот принцип повторяет те общие высказывания В. В. Ламанского, которые были процитированы в предыдущей главе и изложены им, пожалуй, даже в более строгой форме. Вполне вероятно, однако, что методические установки А. Д. Архангельского найдены им самостоятельно.

полосы в настоящее время невозможно проследить распространение интересующей нас зоны, и береговых образований этой эпохи мы еще не знаем» (там же, стр. 324). Но эта западная зона еще так мало изучена, что в ней можно ожидать в будущем находки береговых осадков, если, конечно, они в ней сохранились. Поэтому указанный пробел в наших знаниях не может служить аргументом против толкования песчаных пород зоны *Bel. lanceolata* в качестве осадков шельфа.

Гомология глинистых пород и отложений континентального склона доказывается не только тем, что они сменяют пески в сторону моря, но и характером их, сходным с особенностями современного «синего ила». Глубже иловой линии (183 *м*) на континентальном склоне современных морей «осадки приобретают большую равномерность состава и размера зерна сравнительно с образованиями континентального плато, и следы механической деятельности воды в них уменьшаются или совершенно исчезают; вместо песков и гравия здесь отлагаются осадки преимущественно глинистые. То же явление легко обнаружить, сравнивая глинистые и песчаные породы зоны *Bel. lanceolata*. В глинистых породах мы совершенно не видим того непостоянства состава и размера зерна обломочных минералов, которое характерно для песчаных осадков. Главная масса породы состоит здесь из мельчайших обломочных частиц — „глины". Более крупные частицы составляют не более $^1/_5$ породы и имеют всегда небольшой диаметр, мало различающийся в разных образцах. Это постоянство обломочных элементов породы само по себе свидетельствует о большей равномерности условий дна, об исчезновении механического воздействия на него движущейся воды; отсутствие движений и волн сказывается в ничтожном размере кластических элементов и в крайней редкости среди них округленных частиц. Такое схождение главнейших генетических признаков двух сравниваемых нами типов осадков делает еще более несомненным их гомологию. Из всех установленных Мерреем родов осадков континентального склона наиболее близок к глинистым осадкам синий ил. . .» (там же, стр. 325). Однако «минеральный состав синего ила несравненно сложнее, чем глинистых пород. Этого, конечно, и нужно ожидать, принимая во внимание однообразие берегов сенонского бассейна юго-востока России, составленных почти исключительно из осадочных, не метаморфизованных пород». Поэтому «синий ил» Меррея — «понятие несравненно более широкое, нежели „породы глинистой группы"; . . . точными аналогами этих пород являются только некоторые разности синего ила, а не вся совокупность осадков, известных под этим именем» (там же, стр. 327).

С типичными глинистыми породами теснейшим образом связаны глауконитово-глинистые. Они стоят в таком же отношении к глинистым породам, в каких современный «зеленый ил» находится по отношению к синему. По этому признаку, а также по своему составу «глауконитово-глинистые породы зоны *Bel. lanceolata* представляют точные гомологи современных глауконитовых осадков» (там же, стр. 329).

Вопрос о гомологии мела и современных осадков решается сравнением прежде всего его географического положения в бассейне. «Меловая фация пород века *Bel. lanceolata*, — пишет А. Д. Архангельский, — выполняет центральные части восточно-русского бассейна этого времени на пространстве 400 000—500 000 кв. верст (455—570 тыс. *км*^{2}) (фиг. 10). По мере приближения к западному краю бассейна мел переходит в осадки, гомологичные синему или зеленому илу современных морей, которые, в свою очередь, на западе сменяются гомологами осадков континентального плато. Северная и восточная окраины бассейна еще не изучены, но нахождение в Губерлинских горах *Ostrea praesinzowi*, приуроченной в Поволжье исключительно к терригенным породам, дает право предполагать существование терригенных осадков у южного конца



Фиг. 10. Карта осадков века *Belemnitella lanceolata* Schlth. (по А. Д. Архангельскому, 1912)

1 — песчаные осадки; *2* — синий ил; *3* — кокколитовый ил; *4* — бентогенные осадки

Уральских гор. На юго-востоке от меловой фации, на Аральском море, располагаются осадки бентогенные, образованные мшанками и литотамниями»... Таким образом, «рассматриваемый нами бассейн представляет часть огромного морского бассейна, протягивающегося через Среднюю и Южную Европу, Северную Африку и Азию. Несмотря на всю неполноту наших сведений, указанные соотношения чрезвычайно напоминают те, которые свойственны пелагическим и известковым полупелагическим осадкам, выполняющим такие моря, как Карибское и Средиземное, а также крупные океанические заливы, подобные Бискайскому, Мексиканскому и Аденскому» (там же, стр. 349).

Уточняя вопрос далее, А. Д. Архангéльский приходит к заключению, что мел должен считаться гомологом не полупелагических, а настоящих пелагических современных отложений, ибо «ничтожное содержание (в мелу. — *Н. С.*) минералов слишком резко отличает его от полупелагических» осадков. Но и с современными пелагическими известковыми осадками морей мел, хотя и очень сходен, но все же не идентичен. В мелу зоны *Bel. lanceolata* совсем нет вулканического материала. «Типичный мел (этой. — *Н. С.*) зоны... содержит в 20—50 раз менее минеральных зерен, нежели наиболее чистые разности океанического глобигеринового ила, а среднее содержание минералов в типичном мелу в 100 раз меньше среднего содержания их в глобигериновых осадках. Эта глубокая разница в составе двух рассматриваемых осадков связана..., мне кажется, не с основными генетическими признаками, а только с разностью моментов, переживаемых нашей планетой теперь и в меловой период, с различием в напряженности вулканической деятельности в эти два момента ее истории. В сенонскую эпоху ни в юго-восточной России, ни в тех частях Западной Европы, где отлагался меловой ил, не существовало вулканов, которые рассеяны теперь на океанических островах, по окраинам океанов и на его дне. Кайо первый обратил внимание на эту разницу в условиях отложения осадков современной эпохи и верхнемелового периода» (там же, стр. 352).

Что касается фаунистических отличий мела зоны *Bel. lanceolata* от современного пелагического ила, то им нельзя придавать существенного значения, поскольку раковинные остатки мела заведомо подверглись существенному разрушению и превратились в кальцитовую пыль цемента.

Таким образом, мел с полным основанием должен рассматриваться как гомолог современных пелагических известковых илов и даже отнесен «к кокколитовым разностям этих осадков». «С полупелагическими известковыми осадками современных морей мы можем сопоставить лишь подгруппу мергельно-меловых пород, в которых количество минеральных частиц действительно слишком велико для пелагических осадков» (там же, стр. 354).

Признание мела гомологом современных морских отложений неизбежно ставит вопрос: каковы же были глубины моря века *Bel. lanceolata*? И какими критериями вообще пользоваться при определении глубин?

Подробно анализируя этот вопрос, А. Д. Архангельский приходит к выводу, что единственным надежным критерием определения глубин являются в данном случае остатки органического мира, в частности фораминиферы, ибо из 100 видов меловых фораминифер, определенных А. Д. Архангельским, до настоящего времени дошел 51 вид, или (исключая пелагические формы) около 50%.

Распределяя все виды по типам пород, А. Д. Архангельский установил, что «фауна фораминифер становится богаче при переходе от пород, отлагавшихся выше или близ линии ила, к глинистым и затем вновь делается более бедной в мелу, несмотря на то, что количество изученных образцов мела более чем в полтора раза превышает количество образцов глин» (там же, стр. 369).

Эти характерные соотношения наблюдаются и в современных морях. «Количество видов фораминифер растет с глубиною и достигает максимума на глубине около 500 *м* и начиная отсюда более или менее быстро убывает» (там же, стр. 372). Это «невольно наводит на мысль, что ланцеолятовый бассейн в области глинистых отложений имел глубину около 500 *м*, в области же развития кокколитового ила — около 1000 *м*[1]». Детальный анализ современного распределения по глубинам тех меловых фораминифер, которые дожили до современного момента, подтверждает эту мысль. Данные о батиметрическом распространении моллюсков, брахиопод, ракообразных, иглокожих и Anthozoa не противоречат сделанному выводу.

«Климат на юго-востоке России в век *Bel. lanceolata* был теплый и, быть может, даже подтропический. Доказательство этого можно видеть в присутствии в осадках рабдолитов и в особенности в характере самих осадков, в богатстве их известковыми пелагическими организмами» (там же, стр. 381).

Кроме детального анализа отложений зоны *Bel. lanceolata*, А. Д. Архангельским высказан ряд соображений о фациальных гомологах пород других ярусов верхнего мела Поволжья.

Гомологами осадков континентального плато являются песчаные породы основания зоны *Inoceramus brongnartii*, иноцерамовые известняки той же зоны и бóльшая часть глауконитово-песчаных пород основания нижнего сенона. Иноцерамовые известняки представляют превосходный пример бентогенных пород Кайо. Песчаные зерна в них встречаются редко, но раковины иноцерамов массивные, до 2—2,5 *см* толщиной, что указывает на неспокойное состояние дна бассейна. Это дает повод думать, что иноцерамы селились колониями на неглубоких частях дна, выше иловой линии, но за пределами распространения грубого обломочного материала.

Глины и кремнистые глины верхней, большей, части зоны Inoceramus pachti, известковые отложения нижней его части и всей толщи авикуло-

---

[1] Так излагается в тексте Избранных трудов А. Д. Архангельского (1952, т. 1). В оригинале (1912 г.) звучит иначе: «1000 *м* и больше». Причина разночтений мне неизвестна.

вых слоев южной части Саратовской губернии, по А. Д. Архангельскому, можно рассматривать как полупелагические осадки, гомологичные синему илу. К ним же относится и «чрезвычайно оригинальный, неизвестный еще в настоящее время тип полупелагических осадков... — радиоляриты Сенгилея. Несмотря на богатство этих пород радиоляриями, характеризующими в настоящее время наиболее типичные пелагические осадки, их нельзя относить к настоящим пелагическим осадкам по значительному содержанию обломочных минералов, глауконита и фосфорита; эти элементы ясно указывают на принадлежность радиоляритов Сенгилея к полупелагическим образованиям. Богатство представителями *Pteria*, иногда сплошь устилающими плитки породы и в виде призм слагающими целые пропластки в ней, не говорит в пользу большой глубины отложения радиоляриевых пластов» (там же, стр. 405). «Вполне типичным пелагическим осадком являются в серии пород, залегающих ниже зоны *Bel. lanceolata*, по-видимому, только немые известняки верхнего турона; богатство их кокколитами и бедность обломочными элементами заставляют рассматривать эти породы как кокколитовый ил... Из кремнистых пород, быть может, светлые кремнистые мергели зоны *Bel. micronata* (Бабановка) имеют пелагическое происхождение» (там же, стр. 405).

Из этих кратких замечаний А. Д. Архангельского явствует, что условия осадконакопления и, в частности, глубина центральных частей бассейна на востоке Европейской России неоднократно менялись и что в древности существовали такие типы полупелагических осадков, каких в настоящее время нет.

Выполненное чрезвычайно тщательно и с использованием очень большой литературы палеоокеанологическое исследование А. Д. Архангельского произвело весьма большое впечатление на современных геологов и до сих пор является одной из классических русских работ. Однако, по существу, настоящей гомологии все-таки не было, ибо очень сходные по петрографическим признакам породы и даже ряды пород могут возникать на существенно разных глубинах. Решающую роль в этом случае играет батиметрическое пролегание «иловой линии». А оно, как мы знаем, зависит от размеров бассейна и его гидродинамической активности. В эпиконтинентальных бассейнах иловая линия располагалась на гораздо меньших глубинах, чем в современных океанах. А это означает, что и петрографически сходные с современными древние отложения возникали на гораздо меньших глубинах, чем теперь. Ближе к истине был, вероятно, Л. Кайо, определивший глубину парижского мела в 200—300 *м*.

3. «Самарская лука» М. Э. Ноинского (1913) и генезис доломитов

Третьим крупным региональным исследованием, в котором детально разбирались петрография, фациальные условия и генезис осадочных пород, является монография М. Э. Ноинского (1913) «Самарская лука», причем объектом литологического изучения был карбонатный разрез верхнего карбона и пермо-карбона (P_1, по современной терминологии; табл. 20).

Задачей М. Э. Ноинского — после установления описанного разреза — был его фациально-генетический анализ. Нужно сказать, что автор отчетливо понимал стоявшие перед ним трудности и все же нашел правильный и убедительный путь к их преодолению, сделавший его работу поистине классической и не потерявшей значения поныне.

«Чем древнее данные геологические образования, — пишет он, — тем труднее, даже при условии самого тщательного изучения их, реконструи-

Таблица 20

Сводный разрез $C_3 + CP$ Самарской луки

Возраст	Петрографический состав
CP, пермо-карбон	Разделяется на три горизонта. Нижний (CP_a), мощностью 7—8 *м*, налегает согласно на карбон и сложен главным образом белыми мягкими землистыми и «песчаниковидными», иногда неясно оолитовыми слоистыми доломитами, с редкими органическими остатками. Средний горизонт (CP_b) в западной части луки образуют совершенно неправильно залегающие брекчиевидные толщи, среди которых лишь кое-где сохранились небольшие клочки слоистых доломитов. В восточной части луки брекчиевидные толщи замещаются залегающими правильными слоями слоистыми доломитами, среди которых наблюдаются гнезда, прослои и крупные залежи гипса и частью ангидрита. Выщелачивание сульфата и превратило эти породы на западной части луки в брекчиевидные толщи. Мощность среднего горизонта на западе 4—8 *м*, на востоке свыше 12 *м*. Верхний горизонт сходен по составу со средним в западной части луки. Мощность его 16—17 *м*
C_3^f, швагериновый горизонт	Серия доломитов и известняков, нередко окремненных, с многочисленными скорлупками *Schwagerina princeps* или только пустотами от нее. Сильно вторично изменен: доломиты либо совершенно перекристаллизованные, сахаровидные, либо сильно окремнелые, превращенные местами в почти чистый синевато-серый кремень. Мощность 10—12 *м*.
C_3^e, верхние фузулиновые известняки с *Productus canohniformis*	Главным образом фузулиновые известняки; местами они сравнительно мало изменены, местами же вполне или отчасти превращены в серые доломиты, переполненные пустотами от фузулин. В нижних частях горизонта белые, светло-серые и желтоватые сахаровидные, песчаниковидные и землистые доломиты. Мощность 35—40 *м*
C_3^d, горизонт сахаровидных доломитов	Сложен почти исключительно сахаровидными доломитами и перемежающимися с ними более мягкими «песчаниковидными» доломитами, нередко переполненными пустотами от фузулин. Кое-где реликты (прослойки, гнезда) фузулиновых известняков, доказывающих, что сахаровидные доломиты вторичны и развивались за счет обыкновенных фузулиновых известняков. Мощность 40—50 *м*
C_3^c, горизонт с *Productus konincki*	Известняки почти исключительно фузулиновой и гастроподовой фаций, переслаивающихся и замещающих друг друга; типичная брахиоподовая фация развита очень слабо, коралловая — еще меньше. В некоторых пунктах на месте фузулиновых известняков находятся значительные толщи «сахаровидных», «песчаниковидных» и «сливных» доломитов почти без органических остатков
C_3^b, горизонт с *Productus jigulensis*	Известняки фузулиновые, нередко замещенные доломитами с пустотами от фузулин, твердые шероховатые и мягкие «землистые» известняки, нередко чрезвычайно богатые вторичными выделениями мелко- и крупнокристаллического известкового шпата. Имеются также брахиоподовая и гастроподовая фации, в последней известковые водоросли. Типичной коралловой фации нет
C_3^a, коралловый горизонт	Известняки, среди которых особенно развита коралловая фация, наряду с которой встречаются и все другие главные фации: фузулиновых, брахиоподовых и гастроподовых известняков. Видимая мощность 13 *м*

Таблица 21

Распространение типов организмов в разрезе $C_3 + CP$ Самарской луки

Возраст отложений		Foraminifera		Tabulata		Tetracorallia		Octocorallia		Echinodermata		Vermes	
		род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид
CP	CP_c	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CP_b	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CP_a	3	3	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—
C_3	C^f_3 швагериновый горизонт	4	5	1	2	4	1	—	—	?	?	—	—
	C^e_3, *Productus cancriniformis*	3	6	1	9	3	3	—	—	?	?	—	—
	C^d_3, горизонт сахаровидных доломитов	1	4	1	2	2	2	—	—	1	1	—	—
	C^c_3, горизонт *Productus koninckі*	3	7	2	2	4	5	—	—	2	—	—	—
	C^b_3, горизонт *Spirifer jigulensis*	5	7	3	7	2	2	Нет	Нет	2	2	1	—
	C^a_3, коралловый горизонт	7	13	6	13	7	9	1	1	3	2	2	—

ровать те физико-географические условия, которые господствовали в исследуемой местности при возникновении этих образований.

В этом отношении геолог-палеозоист находится несомненно в наиболее неблагоприятных условиях. Слишком много имели подлежащие его рассмотрению образования случаев и возможностей изменить свой первоначальный габитус и сложение; слишком далеко стоят находимые им ископаемые формы животных и растений от тех, которые обитают ныне; слишком мало вообще имеет он в своем распоряжении прочных опорных пунктов, надежных элементов для сравнения интересующих его образований с теми, которые возникают на земной поверхности ныне при той или иной комбинации физико-географических условий.

В силу этого палеозоист, если он не хочет заходить в сферы фантазии и необоснованных спекуляций, волей-неволей принужден пока ограничиваться лишь самыми общими заключениями, может намечать лишь контуры, только грубый абрис той сложной, так сказать, кинематографически подвижной картины, которая имела место при возникновении изучаемых им толщ.

Кое-что в этом смысле позволяет наметить и изучаемая мною каменноугольная толща Самарской луки. Прежде всего не подлежит никакому сомнению, что мы имеем здесь дело с отложениями морского бассейна, а петрографический характер этих последних, исключительное развитие карбонатов и полное отсутствие кластических материалов (песков, песчаников, конгломератов и даже глин) говорит за то, что данный участок этого ископаемого бассейна все время был относительно удален от береговой линии. С меньшей определенностью можно говорить о глубине, вернее о глубинах, господствовавших в этой части русского верхнекаменноугольного бассейна... Многообразие фаций, благодаря смене их как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении связано, по крайней мере отчасти, с изменениями глубин. Относительно широко распространенной многократно повторяющейся в карбоне луки гастроподовой фации мы даже определенно можем сказать, что она была связана с небольшими

Bryozoa		Brachiopoda		Lamellibranchiata		Gastropoda		Scaphopoda		Cephalopoda		Trilobitae		Всего		
род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	род	вид	семейство
—	—	—	—	5	5	7	10	—	—	—	—	—	—	13	16	10
—	—	2	2	7	10	9	27	—	—	1	—	—	—	24	41	19
—	—	5	5	8	11	14	25	—	—	2	1	—	—	36	47	24
—	—	3	6	9	8	11	15	—	—	1	—	1	—	21	34	37
2	2	9	16	4	2	4	2	1	—	—	—	—	—	18	27	37
2	3	6	10	2	—	2	2	—	—	—	—	—	—	17	24	11
2	7	15	25	9	7	14	12	—	—	—	—	—	—	51	62	26
2	10	21	60	13	13	18	21			3	2	1	1	72	125	37
9	21	19	43	13	9	18	22	2	1	1	—	1	1	89	135	43

глубинами, так как в ней мы находим многочисленные остатки сифоней, а прикрепленно живущие водоросли лишь в редких случаях опускаются ниже 60—70 *м*. Тех же сифоней, а также... почкообразные тела, предположительно отнесенные мною к водорослям, находим мы нередко и в типичных фузулиновых известняках, так что и эти последние, по крайней мере отчасти, отлагались, значит, на незначительных глубинах. Если далее допускать, что палеозойские рифообразующие кораллы требовали приблизительно тех же условий существования, как и современные формы, то приходится признать, что и коралловая, также значительно распространенная на луке, фация связана была с неглубокими пунктами. Более глубоким местам бассейна в пространстве и во времени соответствует, может быть, лишь брахиоподовая фация, в которой мне ни разу не удавалось найти водорослей, а кораллы представлены обычно лишь крупными одиночными формами» (Ноинский, 1913, стр. 600, 601).

Изучая разрез C_3+СР, нетрудно видеть (табл. 21), что он характерно изменяется петрографически; резко преобладающие в нижней части C_3 известняки, чем выше по разрезу, тем в большей степени сменяются известковистыми и нормальными доломитами разной структуры. В пермокарбоне же в нижнем горизонте встречаются только доломиты, в среднем и верхнем — доломиты с прослоями гипсов, внутри пласта переходящих в ангидриты. Как истолковать эту смену одних типов осадков другими?

Несомненно, отмечает М. Э. Ноинский, что среди доломитов, особенно в C_3, имеется много вторичных, получившихся, как он выражается, за счет «метаморфизации» известняков: на это указывает их пятнистое залегание среди нормальных известняков, особенно фузулиновых, гастроподовых, причем доломитизация сопровождалась растворением раковин, от которых оставались лишь ядра и отпечатки. Однако только «метаморфизацией» объяснить указанную направленность в смене пород по вертикали нельзя. На это указывает характерное изменение состава фауны снизу вверх, в частности ее обеднение, которое отражается далеко не равномерно на всех главных группах, как это можно видеть в табл. 21.

«Если бы (обеднение фауны. — *Н. С.*) зависело лишь от явлений перекристаллизации, то, очевидно, все группы пострадали бы при этом более или менее равномерно, на деле же мы видим, что в то время как некоторые группы, например мшанки и брахиоподы, пропадают почти целиком, другие, как например, корненожки, гастроподы и пластинчатожаберные, представлены в верхах толщи относительно большим еще числом форм. Точно так же, если... возьмем одну какую-либо группу, например тех же брахиопод, то увидим, что в то время как такие крупные толстостворчатые формы, как спириферы типа *Sp. jigulensis, Sp. rectangulus, Productus inflatus,* абсолютно отсутствуют в верхах толщи, тонкостворчатые и относительно небольшие меекеллы, напротив, встречаются часто.

Одновременно с общим обеднением фауны в верхних горизонтах карбона луки наблюдается также и совершенно очевидно выраженное измельчание ее представителей; мы находим здесь почти исключительно мелкорослые, так сказать, карликовые формы, что особенно бросается в глаза, если рассматривать такие группы, как, например, Pleurotomariidae и Bellerophontidae, которые ранее давали, напротив, очень рослые формы.

Факт этот, конечно, уж никак нельзя связывать ни с позднейшей метаморфизацией отложений, ни с дефектностью сборов» (стр. 601, 602).

Тот же процесс обеднения фауны продолжается и усиливается в пермо-карбоне. Всего здесь констатировано 104 вида животных и 3 вида растений, против свыше 407 видов в карбоне. Характерно, что «мы имеем здесь отнюдь не какую-либо совершенно новую фауну, а лишь слегка видоизмененную и односторонне развитую фауну нижележащих каменноугольных отложений. Почти половина зарегистрированных видов, именно 30, констатирована и в каменноугольной толще той же Самарской луки, причем 21 род, найден не только в самых верхних швагериновых слоях, но и в относительно глубоко лежащих горизонтах C_3^c и C_3^b». В то же время «целый ряд классов и отрядов, весьма распространенных в каменноугольной толще луки, в фауне пермо-карбоновых отложений... или совсем отсутствует, или же представлен единичными видами и обыкновенно небольшим числом экземпляров. Так, мы не находим здесь совсем мшанок, эхинодермат, трилобитов; кораллы представлены всего одним видом, корненожки — лишь тремя, брахиоподы — всего 5 видами, причем и эти немногие представители указанных групп приурочены исключительно к нижней части пермо-карбона и в верхних слоях уже совсем не встречаются. Точно так же и головоногие представлены всего четырьмя формами в виде единичных дефектных экземпляров и приурочены лишь к самым нижним слоям толщи. Вся остальная масса зарегистрированных видов принадлежит гастроподам (39 видов и 2 формы, определенные как sp.) и частью пластинчатожаберным (12 видов), причем многие из этих групп представлены огромным числом экземпляров. Это решительное преобладание брюхоногих и пластинчатожаберных над всеми другими группами животного царства проходит через все горизонты пермо-карбона, так что всю толщу последнего по характеру фауны можно рассматривать как одну фацию, тесно примыкающую к... гастроподовой фации карбона» (там же, стр. 614, 615). Иными словами, «фауна пермо-карбона Самарской луки представляет лишь слегка измененную, обедневшую родами и измельчавшую фауну гастроподовой фации каменноугольных отложений того же района» (стр. 616).

Причину изменений фауны М. Э. Ноинский видит в постепенном засолении воды бассейна, связанном с палеогеографическими переменами. «Можно думать, — пишет он, — что процесс обособления данного участка верхнекаменноугольного морского бассейна, приведший в пермо-карбоновое время к образованию в районе нынешней Самарской луки совершенно

замкнутого бассейна с реликтовой вымирающей фауной, начался уже задолго до пермо-карбона... Уже вслед за отложением слоев со *Spirifer jigulensis* сообщение этого бассейна с открытыми морями в значительной степени затрудняется, а временами, может быть, и совсем прекращается» (стр. 625), но окончательно еще не теряется. «В пермо-карбоновое время бассейн, покрывавший нынешнюю Самарскую луку, превратился в совершенно обособленное замкнутое водовместилище с сильно повышенной концентрацией растворимых солей, следствием чего было, во-первых, накопление значительных толщ гипса, первоначально, может быть, ангидрита, а во-вторых, относительно быстрое вымирание прежнего населения этого бассейна» (стр. 624).

МИХАИЛ ЭДУАРДОВИЧ
НОИНСКИЙ

1875—1932
Снимок 1910—1911 г.

Помимо фациального анализа разреза C_3+CP, М. Э. Ноинскому принадлежит ряд очень интересных чисто литологических заключений, которые звучат вполне современно. Установив большую изменчивость карбонатных пород луки, он предложил классификацию их, которую назвал «чисто искусственной», но которая живет в сущности и до сих пор.

Так, породы, содержащие от 100 до 95% кальцита и до 5% доломита, он предложил называть известняковыми; при содержаниях от 95 до 50% кальцита и $<50\%$ доломита — доломитовыми известняками; при преобладании доломита (50—95%) — известковистыми доломитами; при $>95\%$ доломита (остальное — кальцит) — доломитами.

Обращаясь к вопросу о генезисе доломитов, М. Э. Ноинский пишет: «Можно считать установленным, что *во многих случаях доломиты и доломитизированные известняки являются породами первичными, т. е. приобрели основные черты своего состава и сложения уже при самом возникновении своем* (курсив мой. — *Н. С.*); но с другой стороны, уже давно установлено, что рядом с такими первичными доломитами в природе широко распространены также и доломиты несомненно вторичного характера, происшедшие путем дальнейшей доломитизации чистых или лишь слабо доломитовых известняков» (там же, стр. 680). В качестве признаков первичных доломитов он принимает: 1) тонкозернистость породы (диаметр зерен около 0,02 *м*); 2) нередко наблюдавшееся тесное соотношение с залежами гипса. Эти признаки он нашел в работе Штейдтмана (1911 г.), которую знал лишь по краткому реферату, но считал, что они «значительно совпадают» с его личными воззрениями, т. е. по существу найдены им самостоятельно.

Что же следует считать в разрезе C_3+CP первичными доломитами и что вторичными?

«В перми и пермо-карбоне распространены почти исключительно лишь очень мелкозернистые разности (доломитов. — *Н. С.*) с диаметром зерен в среднем всего около 0,02—0,03 *мм*. В том случае, когда доломиты эти не превращены в бесформенные брекчиевидные массы, они залегают правильными, резко очерченными слоями, которые нередко тянутся на протяжении многих верст, нисколько не меняя своего габитуса... (здесь. —

Н. С.) им подчинены многочисленные залежи гипса и ангидрита» (стр. 682). Эти доломиты вполне отвечают признакам первичных «в том смысле, что основная масса осадка, давшая начало этим доломитам, была, вероятно, в значительной мере доломитизирована уже при самом отложении или тотчас же за отложением его на дне моря» (там же).

Что касается доломитов и доломитизированных известняков C_3, то «в противоположность пермским и пермо-карбоновым отложениям здесь развиты преимущественно относительно крупнозернистые ясно кристаллические сахаровидные и песчаниковидные доломиты... Целый ряд... фактов, касающихся микроструктуры и условий залегания этих доломитов, с достаточной определенностью говорит за то, что мы имеем здесь дело с доломитами вторичными, и, по крайней мере в некоторых случаях, можно уверенно сказать, что они развились за счет обыкновенных, столь свойственных карбону луки, фузулиновых известняков. Нужно сказать, впрочем, что в верхних горизонтах карбона луки наряду с такими несомненно вторичными доломитами встречаются также и отдельные прослои очень тонкозернистых и землистых доломитов, которые, как и доломиты перми, относятся, может быть, к числу первичных. Первичной же, может быть, является также и та, правда, очень небольшая, степень доломитизации, которая свойственна „землистым" известнякам, развитым в гастроподовой фации карбона луки» (стр. 683).

Итак, 1) «пермские и пермо-карбоновые отложения Самарской луки сложены первичными доломитами; 2) в каменноугольных отложениях первичные доломиты редки и приурочены лишь к верхним горизонтам, доминирующую же роль играют первичные известняки, во многих случаях замещенные вторичными доломитами» (там же).

М. Э. Ноинский не вдается в детали генезиса обоих типов доломитов. Но общие его высказывания очень интересны и дают очень цельную и стройную картину этого процесса.

Исходя из парагенеза первичных доломитов с залежами гипса, М. Э. Ноинский пишет: «Я думаю, что не будет большой ошибкой сказать в общей форме, что *возникновение первичных доломитов Самарской луки стояло в тесной связи с повышенной или, по крайней мере, временно повышавшейся концентрацией солей в породившем их бассейне...* Обособление бассейна, покрывавшего Самарскую луку в пермо-карбоновое время и связанное с этим обособлением повышение солености вод, если не имело еще места, то во всяком случае подготовлялось уже в конце карбона. И вот соответственно этому мы видим, что в верхних горизонтах карбона встречаются доломиты, которые можно рассматривать как первичные» (стр. 384).

Генезис вторичных доломитов М. Э. Ноинский связывает с выветриванием налегающих мезозойских толщ, богатых сульфидами железа. Возникающий при этом $CaSO_4$, действуя на доломит, разлагает его, превращая во вторичный кальцит; происходит дедоломитизация. Эти вторичные известняки «залегают в виде небольших линзовидных прослоев и неправильных, зубовидно выклинивающихся залежей преимущественно близ границы, между пермскими отложениями и вышележащей песчано-глинистой юрской толщей». Возникающий же при дедоломитизации $MgSO_4$ частью образует выцветы на поверхности доломитов, многократно наблюдавшиеся в обнажениях М. Э. Ноинским, частью просачивается в нижележащие известняковые толщи C_3 и там их доломитизирует «по реакции двойного обмена углекислого кальция и сернокислой магнезии», что «известно уже давно» (стр. 685). Но реакция эта происходит лишь под давлением в 40—60 *атм* (по опытам Пфаффа). «В настоящих условиях образование доломитов, по крайней мере в доступной наблюдению толще, при этом не может, однако, иметь места, ибо отсутствует главнейшее условие реакции Pfaff'a — давление свыше 40 *атм*». (стр. 687). Но раньше,

когда мощность толщи юрских, меловых и, вероятно, третичных отложений была «не менее 300 сажен, ... в выступающих ныне на дневную поверхность горизонтах карбона господствовали давления, вполне достаточные для указанной выше реакции Pfaff'a... По мере того как смывались сверху все бóльшие и бóльшие толщи древнетретичных и затем мезозойских образований, зона с давлением, достаточным для реакции Pfaff'a, постепенно понижалась, но возможно, что на глубине 200—300 сажен ниже уровня Волги реакция эта продолжается и поныне» (стр. 688).

Окидывая общим взглядом работу М. Э. Ноинского, нельзя не испытывать чувства восхищения и глубокого уважения к тому, что им сделано. Чрезвычайно привлекателен и убедителен и, я бы сказал, изящен сам метод, с которым он подошел к реконструкции условий образования доломитовых пород: через детальный палеоэкологический анализ заключенной в породах C_3+CP фауны. Этот метод быстро станет классическим и прочно войдет впоследствии в геологическую практику при изучении карбонатных пород палеозоя. Очень выразительны и содержательны описания пород, краткие, но такие, что видишь эти породы как бы воочию. Удачна классификация карбонатных пород по составу, принципы которой и сами градации в разных вариациях живы до сих пор. Подразделение доломитов на первичные и вторичные, со всеми указанными М. Э. Ноинским признаками, также живо. И даже сама реакция Пфаффа, которую он принимал для вторичных доломитов — переименованная позже Б. П. Кротовым (1925) [1] в реакцию Гайдингера — еще существует, хотя и ошибочна по своей сути. Я не говорю уже о явлении раздоломичивания, уловленном с большой наблюдательностью и полностью подтвержденном при дальнейшей работе.

Труд М. Э. Ноинского с полным правом может считаться *классическим*. Редко бывает, чтобы факты, установленные исследователем, и концепции, им высказанные, так удачно прошли бы испытание временем, учитывая трудность объекта исследования. Думаю, что его «Самарская лука» это — вершина, лучшее достижение фациально-литологического исследования периода, подготовившего выделение литологии в самостоятельную науку.

[1] См. ч. II настоящей работы.

глава VII

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУССКИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ КОНЦА XIX—НАЧАЛА XX В.

Рассматривая в целом литологические работы конца XIX—начала XX вв., нетрудно уловить в них несколько характерных черт.

1. Ограниченность и относительная простота объектов исследования

Как уже указывалось в начале этой части, литологические работы конца XIX—начала XX вв. были локализованы в пределах Русской платформы и не выходили за ее границы. Геосинклинальные породы и толщи еще не были вовлечены в сколько-нибудь детальное литологическое изучение. Точности ради укажем, что при геологических съемках в Закавказье, на Мангышлаке, в Сибири исследователи не только называли осадочные породы, но и давали им краткие макроскопические характеристики. Но мы не можем причислять эти характеристики к тем развернутым литологическим исследованиям, какие были описаны выше. Поэтому утверждение, что геологи, выполнявшие литологические работы в конце XIX—начале XX вв., ограничивались пока только отложениями Русской платформы, остается в силе. Расширение площади работ — дело будущего.

Не менее характерно то, что стратиграфический интервал петрографофациальных исследований в рассматриваемое время был также ограниченным. Это были третичные пески и каолины, палеогеновые руды, третичные и мезозойские фосфориты, мел, глауконит, кремнистые породы. Палеозойские отложения были изучены мало: к палеозою относились тогда шокшинские и овручские песчаники, в действительности, как мы знаем теперь, докембрийского возраста. Таким образом, литологические исследования конца XIX—начала XX вв. не только были локализованы в пределах Русской платформы, но и ограничивались здесь главным образом верхней частью осадочного плаща, спускаясь в палеозой не ниже силура, по тогдашним представлениям.

Такое двойственное ограничение объектов исследования имело несколько характерных следствий.

Прежде всего, исследовался сравнительно ограниченный круг пород: песчаники, каолины, угли, железные и марганцовые руды, фосфориты, глауконит, мел, кремнистые, известково-доломитовые породы. Вся большая масса вулканогенно-осадочных образований с их специфическими железными и марганцовыми рудами, яшмами, фтанитами, туффитами оставалась еще вне поля зрения геологов. Полностью за пределами их

интересов были и галогенные отложения. Но даже в тех группах осадочных пород, какими геологи того времени занимались, они изучали лишь некоторые и притом более простые образования, не затрагивая многих других гораздо более сложных, — частично потому, что этих объектов просто не было на доступной им площади, частично же, может быть, потому, что исследователи сознательно шли от простого и более доступного исследованию к более сложному и трудному. Так, из песчаников и песков исследовались только олигомиктовые или просто кварцевые, мезо- и полимиктовые не затрагивались; из глин — только каолинитовые накопления, наиболее доступные тогдашним техническим возможностям (микроскоп, химический анализ). О бокситах узнали только в самом конце периода (1916—1917 гг., Тихвинский район), и научного изучения их по существу еще не было. В группе железных руд были известны лишь бурожелезняковые и сидеритовые; силикатные шамозитовые еще не были открыты [1], и вся работа шла лишь в пределах зоны выветривания месторождений. Среди марганцовых руд также известны были лишь руды зоны окисления, причем минералогия их представлялась в превратном свете, что обусловливалось, конечно, отсутствием надежных методов исследования. Полнее были изучены фосфориты и глауконит, как их минералогия, так и петрография и стратиграфия, но известны были пока только специфические шаровые подольские фосфориты и желваковый платформенный тип; о пластовых фосфоритах на нашей территории пока не знали. Более подробно были изучены карбонатные породы (мел, мергели Cr_2 и известняки карбона) и кремнистые накопления — гёзы (Г. А. Радкевич) и опоки (Я. В. Самойлов, А. Д. Архангельский). Если бы на основании только русских исследований конца XIX—начала XX вв. кто-либо захотел написать петрографию осадочных пород, то это была бы своеобразная и далекая от полноты книга, хотя и с рядом ярких достижений. Такой «русской петрографией» того времени и является, в сущности, настоящая часть книги.

Характерную особенность литологических исследований конца XIX—начала XX вв. составляет то, что они велись обычно в тесной связи со стратиграфическими или региональными работами, иногда даже с целями уточнения стратиграфии, чаще же для выяснения фациальных условий образования пород. Таковы исследования В. И. Лучицкого, В. В. Дубянского, Г. А. Радкевича, М. Э. Ноинского, А. Д. Архангельского, П. Я. Армашевского. В этих работах корни литологии «прощупываются» с особой ясностью. Но некоторые работы ставили себе аналогичные задачи и в отношении полезных ископаемых. Так, П. А. Земятченский пишет в предисловии к своей монографии по железным рудам: «Целью предпринятых мною изысканий было изучение минералогического характера, выяснение условий залегания, определение возраста и объяснение способа происхождения железных руд центральной части Европейской России». «Мне кажется, — добавляет он, как бы извиняясь за столь своеобразный объект исследования, — что эти образования, представляющие большой интерес в научном отношении, не менее важные и в промышленном, заслуживают гораздо большего изучения, чем сколько выпало на их долю до сих пор» (Земятченский, 1889, стр. 3). Изучая стратиграфию нижнетретичных отложений юга России, Н. А. Соколов неоднократно (в 1885—1887 гг.) посещал месторождения марганцовых руд б. Екатеринославской губернии. В 1899 г. ему было поручено еще раз осмотреть те же месторождения, «промышленное значение которых сильно возросло в последние годы». Он это и сделал, написав затем небольшую монографию

[1] Хотя микроскопирование пашийских руд А. Н. Заварицким установило в гематитовых оолитах отдельные концентры хлорита.

(Соколов, 1901), в которой «рассмотрел марганцовые месторождения почти исключительно с научной геологической стороны, совсем не вдаваясь в разбор технических приемов эксплуатации этих руд». Задачей Комиссии по фосфоритам было выяснить геологические вопросы о распространении и запасах фосфоритных залежей, дать подробную характеристику фосфоритов путем химических анализов и вегетационных опытов и, насколько это оказалось бы возможным, осветить вопросы, связанные с технической переработкой фосфоритов. Из этих работ в первую очередь проводились геологические исследования: стратиграфии фосфоритов, их петрографии, минералогии, вещественного состава, генезиса. Таким образом, еще в дореволюционной России, когда литология только зарождалась в недрах стратиграфии, стали появляться работы несколько иного стиля, направленные на изучение состава и генезиса осадочных полезных ископаемых, получившие особо широкое развитие в дальнейшем.

2. Об общих взглядах на процессы осадкообразования

Вдумываясь в содержание работ, изложенных в этой части книги, нетрудно подметить две характерные черты в общих взглядах на литогенез у геологов конца XIX—начала XX вв.

Первая — это *совершенная неразработанность представлений о механической седиментации в бассейнах.* Было общеизвестно, что у берегов отлагаются грубозернистые осадки (гравий, галька, песок) и что с удалением от берега они сменяются все более тонкозернистыми — глинами. Эти представления были унаследованы еще от исследователей первой половины XIX в. (от Ч. Лайеля) и базировались на элементарных наблюдениях над современными осадками в озерах, внутриконтинентальных и краевых морях. Они хорошо были известны морякам и отмечались на навигационных картах. Обобщение этого навигационного опыта дал А. Делесс (Delesse, 1871) на картах европейских морей. Но дальше этой примитивной констатации дело не пошло, не только в конце XIX в., но и в первые десятилетия XX в. Как влияет на гранулометрию осадков расстояние от берега и как — глубина? Как действует гидродинамический режим? Как сказывается рельеф дна водоема? Как разносятся в бассейне кластические минералы — этого геологи, занимавшиеся осадочными породами, тогда не знали и, что особенно любопытно, этим и не занимались. Во всяком случае, следов какой-либо работы в этом направлении в нашей литературе я обнаружить не мог. Пожалуй, только у одного Н. И. Андрусова, уроженца Одессы, много наблюдавшего море, а затем и научно им занимавшегося, представления о механической седиментации были более глубокими и близкими к действительности. Еще в работе 1889 г. (о которой была речь в гл. II этой части) он писал: «По направлению от берега величина элементов, образующих терригеновые осадки, постепенно уменьшается, за полосой галек и гравия следует полоса песка, потом илистого песка и, наконец, ила. Петрографический характер этих галек, песка и ила весьма различен. Характер галек и гравия прямо зависит от состава береговых утесов; они могут состоять из кристаллических пород, сланцев, песчаников и т. д. Галечник обыкновенно отлагается у крутых берегов узкой полосой и на небольшой глубине. Иногда, впрочем (где дно моря круто опускается). его скопления могут достигать значительных размеров... Ширина песчаной зоны стоит в зависимости от конфигурации дна: она широка у мелких берегов и узка у глубоких, она шире в открытых морях и у́же в замкнутых бассейнах, значительнее против устья рек. Глубина, на которую

спускается песок, в редких случаях переходит 100-саженную линию (213 *м*). Местами, однако, песок спускается и на бóльшую глубину» (Андрусов, 1889а, стр. 322). «Весьма интересно также заметить, что в глубоких внутренних морях умеренных и тропических широт береговые осадки более грубого характера (галечник, песок) представляют полосу более узкую, чем у океанических берегов... Это явление, очевидно, стоит в зависимости от меньшей механической силы волн и течений, а также от отсутствия прилива и отлива в таких морях» (там же, стр. 327). Все это звучит довольно современно и далеко от вышеуказанного примитива. Но, к сожалению, эта статья Н. А. Андрусова и развитые в ней мысли, по-видимому, прошли незамеченными. По крайней мере ни в одной из рассмотренных выше работ на нее нет ссылок. Что же касается фундаментальной «Физической геологии» И. В. Мушкетова (1888) и его «Краткого курса петрографии» (1895), по которым учились начинающие геологи того времени, то и в них нет тех тонких наблюдений относительно зависимости механической седиментации в прибрежной зоне от размеров бассейна и рельефа дна, на которые указывал Н. А. Андрусов. Везде безраздельно господствует тот примитив, о котором говорилось выше. Спрашивается, почему так?

Основная причина заключалась в том, что решать вопросы механической седиментации можно было только на современных водоемах, ибо только здесь исследователь мог располагать для каждой точки, где была взята проба, данными о расстоянии от берега, глубине и, с известной степенью точности, гидродинамическом режиме. Но как раз в рассматриваемый период исследователи современных бассейнов все внимание обращали на осадки океанов (см. гл. I) и особенно пелагических зон, которые были мало пригодны для раскрытия законов механической седиментации. Осадки шельфа и начала континентального склона изучались мало, а внутриконтинентальных морей и озер были едва затронуты исследованием. К тому же океанологи, изучавшие осадки, долгое время не располагали методами гранулометрического анализа и делали его примитивно; лишь во второй половине рассматриваемого периода гранулометрия стала применяться в более надежной форме. Что же касается иммерсионного метода, то он также находился еще на начальной ступени, применялся практически только к океаническим осадкам и, значит, был для решения поставленных задач бесполезен.

Так сложилась парадоксальная ситуация, когда такой, казалось бы, простой для исследования процесс, как механическая седиментация, оставался для геологов, изучавших древние отложения, по существу почти неизвестным и они довольствовались старыми, примитивными представлениями, корни которых уходят еще к началу XIX в. и базируются на наблюдениях навигаторов.

Здесь мы впервые сталкиваемся с фактом, что *представления о древнем осадочном процессе определялись состоянием знаний процесса современного.*

Другой характерной особенностью общих представлений геологов конца XIX—начала XX вв. было то, что при отсутствии внимания к процессам механической седиментации и примитивности взглядов в этой области геологи весьма интересовались аутигенным породо- и рудообразованием и, как видно из предыдущего, много работали в этой области. При этом в понимании механизма аутигенного осадконакопления за рассматриваемое сорокалетие произошла отчетливо выраженная эволюция, которую и следует рассмотреть.

3. Гидрохимическая концепция конца XIX в. и ее корни

Конец XIX и самое начало XX вв. характеризуются у нас широким развитием так называемой гидрохимической концепции. Сущность ее заключается в том, что *для объяснения генезиса тех или иных аутигенно-минералогических особенностей пород и возникновения руд привлекалась деятельность просачивающихся через породы атмосферных грунтовых вод.* Еще П. А. Земятченский в 1889 г. писал: «Без всякого сомнения бóльшая часть геологических образований в их теперешнем состоянии представляет результат различных гидрохимических процессов, действовавших на ту или иную породу со времени ее отложения. При современном состоянии геологических знаний даже трудно себе представить существование совершенно неизмененных пород. Различие состоит только в том, что одна порода изменена более, другая — менее. Рудные образования принадлежат к числу таких, которые являются результатом наибольшего превращения и разрушения различных пород» (стр. 233). Смысл процесса заключается в том, что воды, выщелачивая на своем пути различные компоненты из одних пород, отлагали их в других — то ли благодаря испарению, то ли благодаря изменению среды, через которую они на каком-то отрезке своего пути просачивались. Эта концепция не была оригинальным изобретением русских геологов. Еще в 50-х годах XIX в. Г. Бишоф, изучая выветривание горных пород и деятельность грунтовых вод, высказал мысль о влиянии этих процессов на некоторые особенности пород и возможность генерации таким путем рудных накоплений.

В русской геологии гидрохимическая концепция в большей или меньшей степени проглядывает практически во всех литологических работах конца XIX—начала XX вв. Действием просачивающихся вод объяснял окремнение третичных песчаников В. И. Лучицкий, овручских песчаников — В. В. Дубянский, происхождение железных руд Центральной России — П. А. Земятченский, «курского саморода» — М. Д. Сидоренко, марганцовых руд Северного Урала — Е. С. Федоров, появление некоторых прослоев опок в разрезе верхнего мела Поволжья — А. Д. Архангельский, и, наконец, раздоломичивание сульфатными водами (с $CaSO_4$) первичных (седиментационных) доломитов перми, прикрытых мезозойскими породами, и появление под действием тех же сульфатных вод, но уже с $MgSO_4$ вторичных «метаморфизованных» доломитов в верхнекарбоновой толще Самарской луки — М. Э. Ноинский.

Интересной особенностью гидрохимической концепции является то, что особая роль придавалась известнякам. Сидериты в глинистых толщах рассматривались как продукты замещения кальцитовых стяжений углекислым железом. Окисление последнего давало бурожелезняковые руды (П. А. Земятченский). Возникновение кремней в известняках П. А. Земятченский также связывал с просачиванием вод, содержащих кремнезем в растворе. Генезис оолитовых гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд, правда, не у нас, а за рубежом (Л. Кайо, Г. Хайес), трактовали как последовательное замещение кальцита названными компонентами. Возникновение вторичных доломитов опять-таки происходило на базе первичных известняков (М. Э. Ноинский).

Характерно, что, применяя гидрохимическую гипотезу к тем или иным объектам, геологи обычно не могли сколько-нибудь точно указать время возникновения тех или иных образований, сформировавшихся под влиянием просачивающихся вод. Обычно определялся лишь *нижний* предел этого времени, за который принимался геологический (стратиграфический) возраст породы, и *верхний*, когда новообразованное тело покрывалось с эрозионным несогласием новой толщей. Очень часто допуска-

лось (М. Д. Сидоренко, М. Э. Ноинский, П. А. Земятченский и др.), что местами, где нет налегающего покрова, гидрохимический процесс, протекавший уже достаточно долгое время, продолжается и до сих пор.

Нельзя не отметить и еще одно обстоятельство. Допуская образование некоторых компонентов, особенно рудообразующих, из налегающих (большей частью юрских) толщ, исследователи строили по существу чисто качественную схему, т. е. потенциально возможный процесс, не задаваясь вопросом о количественной стороне дела, или, как теперь говорят, о балансе потенциально действующего агента. Этот вопрос тогда просто не возникал. Объяснение явления затрагивало всегда качественную сторону и никогда не перерастало в количественную характеристику, и этот качественный подход тогда полностью удовлетворял исследователя. Количественная сторона казалась делом второстепенным, ибо существовала, по-видимому, вера в то, что ресурсы природы неисчерпаемы и потому производить количественные расчеты или даже просто прикидки — дело ненужное. Между тем, именно эти количественные расчеты, произведенные много десятилетий позже, в 1956 г., как раз и опрокидывали построения гидрохимической гипотезы, как это было, например, с генезисом вторичных («метаморфических») доломитов Самарской луки.

Спрашивается, как, на основе каких фактов могла появиться такая своеобразная концепция? Мне представляется, что решающую роль сыграли здесь два обстоятельства. Прежде всего, крайняя скудость знаний современного осадкообразования в течение большей части XIX в. В той мелководной зоне морей, которая до изобретения лотлиня была единственно доступна хотя бы навигационным наблюдениям, не было ни железных и марганцовых руд, ни фосфоритов, ни кремнистых пород и глауконита, а встречались лишь карбонатные осадки, обычно раковинные, рифогенные, но иногда и оолитовые. Для геологов, привыкших мыслить актуалистически, — а их после работ Ч. Лайеля было подавляющее большинство, — это означало невозможность признать за первичные морские отложения кремнистые породы, железные руды, фосфориты, глауконит; единственно первично морскими считались только известняки. В то же время наблюдения над составом грунтовых вод, просачивающихся через осадочные толщи, показали наличие в их составе многих компонентов: SiO_2, Fe, Mn, P и других, которые, взаимодействуя с карбонатными породами, могли бы принципиально дать все те породы и руды, которые не обнаруживались на известном тогда морском дне. Тем более, что образование железисто-марганцовистых корок у выходов грунтовых вод действительно уже давно было наблюдено. Так *крайняя скудость знаний современного морского осадконакопления, с одной стороны, и наблюдения над современной деятельностью просачивающихся через толщи вод — с другой, породили ту своеобразную гидрохимическую концепцию, которую исповедывало большинство геологов второй половины XIX в. Опять представления о древнем литогенезе в конце концов определялись знаниями осадконакопления современного.*

4. Концепция первичного происхождения аутигенных пород и руд и ее корни

Дело стало существенно изменяться с той поры, когда начались серьезные океанологические исследования. В 1839 г., как мы знаем, были открыты диатомеи, в 1847 г. — диатомовые илы в Антарктической области, а в 1851 г. — в северо-западной части Тихого океана. Позже (1853 г.) были найдены зеленые илы с глауконитом в Атлантическом океане. И, наконец, в результате экспедиции «Челленджера» обнаружены и

изучены еще радиоляриевые илы, птероподовые илы, фосфориты, железо-марганцовые стяжения, цеолиты.

Трудно было не увидеть аналогии, например, между зелеными глауконитовыми современными песками и глауконитовыми песками и песчаниками прежних периодов; между синим илом Меррея с сульфидами железа и серовато-синими и серыми древними морскими глинами с пиритом и марказитом; между фосфоритами Агульяс-бэнк современности и древними желваковыми фосфоритами; между фораминиферовыми илами и писчим мелом Cr_2; между современными диатомовыми илами и кремнистыми, содержащими остатки диатомей породами; между современными радиоляриевыми илами и древними радиоляритами; между железо-марганцовыми стяжениями, особенно шотландских «лохов», и конкреционными марганцовыми рудами, например Никополя. Это сходство открывало принципиально новый путь к истолкованию многих аутигенных пород и новообразований в терригенных породах. Их стало возможно трактовать не как метасоматические образования по известнякам или новообразования в результате отложений Fe, Mn, P в песках и глинах просачивающимися грунтовыми водами, что отвечало гидрохимической теории, а как первичные накопления на дне бассейна, претерпевшие впоследствии некоторые второстепенные изменения, не нарушившие, однако, первичного типа осадков, а только несколько видоизменившие их облик. Эта новая концепция была теорией первичного седиментационного возникновения аутигенных пород и руд в самом бассейне с последующими некоторыми изменениями осадка в диагенезе, — та самая теория, которая и поныне составляет основу литологических воззрений геологов. Поскольку океанологические работы, послужившие базой для таких идей, были впервые выполнены на западе, естественно, что новая теория первичного генезиса аутигенных пород и руд стала формироваться там же. По отношению к отдельным породам ее высказывали даже некоторые из участников экспедиции или геологов, обрабатывавших собранные экспедицией осадки (см. гл. I). Что касается изменений, испытанных осадком после отложения, то представления о них не были отчетливы. Они были названы диагенезом, смысл которого, однако, был различным у разных геологов.

Впервые понятие «диагенез» было введено К. Гюмбелем в 1888 г., вложившим в него весьма обширный смысл: всю совокупность изменений, превращающих осадок в метаморфическую породу. Позже, в 1894 г. И. Вальтер существенно сузил это понятие: «Под диагенезом, — писал он, — мы понимаем все физические и химические изменения, какие претерпевает порода (ein Gestein, — sic! — *Н. С.*) после ее отложения, без воздействия горного давления и вулканического тепла» (Walther, 1893—1894, стр. 693). Еще позже, в 1907 г., Э. Вейншенк и Э. Ог свели понятие о диагенезе к понятию о переходе рыхлого или пластичного осадка в каменную породу, т. е. к процессу окаменения. Конкретные процессы, входившие в диагенез, не были отчетливо сформулированы; обычно указывалась дегидратация, уплотнение, некоторые химические изменения, возникновение стяжений.

При тесных связях русских геологов конца XIX—начала XX вв. с зарубежными новая концепция, вытеснившая там гидрохимическую, — что было, по сути дела, настоящей идейной революцией, — стала довольно быстро, но все же с некоторым запозданием, восприниматься и у нас. Благоприятным обстоятельством для этого было то, что породы, изучавшиеся у нас в указанный период, в подавляющем большинстве были совсем молодого возраста и отличались слабыми вторичными изменениями; естественно, что для объяснения их генезиса или некоторых специфических особенностей стали широко привлекаться данные по современному морскому осадкообразованию, когда они стали появляться

в литературе. Нужно сказать, что интерес к ним в тот период был очень велик. Достаточно напомнить, что уже в 1889 г., когда еще не были опубликованы «Deep-sea deposits», а имелся лишь ряд очерков Меррея и других о результатах экспедиции «Челленджера» и других кораблей, Н. И. Андрусов дал прекрасную сводку их результатов. Позже он неоднократно к ним возвращался. Работы Меррея и Ренара, Меррея и Ирвина и других были хорошо известны Н. А. Соколову (1901), и он воспользовался ими, когда разбирал генезис никопольских марганцовых руд. А когда начала работать Комиссия по фосфоритам, труды океанских экспедиций стали, так сказать, настольной книгой для руководящих ее деятелей.

При этом у нас наметились две существенно разные формы использования знаний современного осадкообразования.

В первом случае, изучая какую-либо древнюю породу, исследователь подыскивал современный бассейн, где возникали сходные отложения; затем, исследуя факторы, обусловившие в современности генерацию этого осадка, автор толковал — по аналогии — генезис интересовавшей его древней породы. Этот метод впервые был использован Н. А. Соколовым при анализе генезиса марганцовых руд. Он применялся А. Д. Архангельским, Я. В. Самойловым и другими членами «фосфоритной комиссии», когда шла речь о генезисе фосфоритов и опок. Он, наконец, в наиболее широкой и последовательной форме был продемонстрирован А. Д. Архангельским в его палеоокеанографических исследованиях осадконакопления века *Bel. lanceolata* и вообще верхнемеловых отложений юго-востока Европейской части России. Близкая к идеям А. Д. Архангельского методика была в общей форме высказана В. В. Ламанским еще в 1905 г. Этот исследовательский прием также не был оригинальным открытием русских геологов; принципы его были сформулированы еще И. Вальтером в его «Введении в геологию как историческую науку» (Walther, 1893—1894), но наиболее яркие его практические применения имели место в русской геологии. Представление о диагенезе в этих работах было достаточно расплывчатым, но ближе всего подходило к уже упомянутому представлению Э. Ога.

Другой путь использования данных о современном осадкообразовании, принципиально более правильный, но и более трудный, требующий осторожного и умелого применения, был намечен С. П. Поповым в работе о керченских рудах. Среди современных морских бассейнов нет таких, в которых возникали бы оолитовые руды, и потому вышеуказанная форма сравнительно-литологического метода была исключена. Поэтому С. П. Попов пошел иным путем: он тщательно изучил те пути, какими вообще происходит выделение разных форм железа в современных водоемах, а также экспериментальные работы Г. А. Надсона и М. А. Егунова по этому вопросу. В результате у него сложилось некоторое представление о том, как возникают в природных бассейнах из раствора гидроокись железа, карбонаты и сульфиды железа. Эти свои представления он и применил для объяснения генезиса керченских руд. Концепция С. П. Попова, как мы видели, была неудачна, ибо он был плохо знаком с гидрохимией современных водоемов и совершенно не различал стадии седиментогенеза и диагенеза. Но принципиально предложенная им вторая форма сравнительно-литологического метода была правильна и именно за ней, а не за первой формой, было будущее.

Еще раз мы можем констатировать, как *расширение знаний современного осадкообразования вызвало коренную ломку представлений о генезисе древних пород.*

Увлечение современным осадкообразованием как ключом к познанию генезиса древних пород, которое проступает уже в 90-х годах в нашей литературе, делает понятным, почему, когда, наконец, к концу десятых

тодов XX в. была осознана самостоятельность литологии как научной дисциплины, ее программа и методология были сформулированы Я. В. Самойловым как типично сравнительно-литологические.

«В основе современной геологии, — писал он, — стоит принцип актуализма. Так высоко оцениваемый теоретически, он должен быть более действенно и углубленно проводим и в самой геологической работе» (Самойлов, 1923, стр. 18—19). Высказываясь так, Я. В. Самойлов, в сущности, лишь излагал идеи, широко распространенные тогда в русской геологии и, так сказать, носившиеся в воздухе. В этом отношении его воззрения — дань эпохе. Но что принадлежит ему и только ему, это — отчетливо выраженное стремление систематически разрабатывать литологию как науку, а также широкая и целеустремленная программа, осуществление которой должно было содействовать становлению литологии. В высшей степени примечательно, что и цель — создание науки, и программа ее были сформулированы кристаллографом и минералогом по образованию и по большей части своей научной работы, тогда как геологи, занимавшиеся литологическими исследованиями, например А. Д. Архангельский, П. Я. Армашевский, М. Э. Ноинский и другие не оставили работ, которые свидетельствовали бы об отчетливом осознании ими самостоятельности литологии как науки и о программе ее. Это были, выражаясь фигурально, литологи-практики, которых интересовали только частные литологические задачи, а не разработка проблем литологии как науки в целом. Я. В. Самойлов же был первым у нас литологом-теоретиком, который осознал своевременность разработки литологии в качестве самостоятельной научной дисциплины и прозорливо указал ей и широкую программу и правильную методологию.

Нельзя не удивиться прихотливости и сложности путей, какими создавались иногда науки. В. Смит, основатель стратиграфии (а тем самым и научной геологии вообще), был землемером. Я. В. Самойлов, идейный основоположник литологии у нас, был, как сказано, кристаллографом и минералогом. Так талантливые люди, будучи по началу дилетантами в некоторых областях знания, становились затем, благодаря упорному и целеустремленному труду, идейными основателями отдельных научных дисциплин.

5. О биогенном механизме возникновения аутигенных пород и руд

Трактовка аутигенных пород в качестве первичноосадочных произвела полную революцию в представлениях о механизме их возникновения.

Гидрохимическая теория оперировала в вопросе о генезисе аутигенных пород и руд чисто химическими процессами: растворением веществ в одних местах, переносом их просачивающимися водами в другие и отложением их здесь путем обменных реакций с уже имеющимся твердым телом или выпадением в осадок благодаря изменению физико-химических условий среды.

Изучение современных осадков океанов и морей показало, что реальный путь образования аутигенных отложений совсем иной. Глобигериновый, птероподовый, диатомовый и радиоляриевый илы оказались в решающей своей части продуктом жизнедеятельности организмов, не говоря уже о ракушняковых банках, коралловых рифах и тех известковых илах, которые возникли в результате механического измельчения и перетирания кораллов и раковин моллюсков. Подсчеты площадей этих достоверно биогенных осадков, произведенные Дж. Мерреем и А. Ренаром (см. гл. I), достаточно внушительны. К этому нужно добавить еще

осадки, в которых названными авторами также подмечена их связь с организмами, — фосфориты и глауконит.

Русские исследователи современных водоемов добавили к этому перечню еще ряд образований, в генезисе которых решающую роль сыграли бактерии: окислы и сульфиды железа, окислы марганца, порошкообразный кальцит. В совокупности эти данные закладывали основы биогенной или, точнее, биогеохимической концепции аутигенного осадкообразования, которая почти не отводила места чисто химическим процессам формирования осадка.

Особенно развивалась эта концепция именно в русской геологии, почему мы вкратце и остановимся на некоторых разрабатывавших ее исследованиях.

В своей первоначальной, так сказать, эмбриональной форме, биогеохимическая концепция была впервые — насколько знаю — высказана Н. И. Андрусовым в его вступительной лекции в Юрьевском (Тартуском) университете в 1897 г. Лекция эта была посвящена «Бактериологии и геологии, их взаимным отношениям».

«В наш век, — писал Н. И. Андрусов, — науки дробятся и специализируются, каждая из них идет своим путем, вырабатывает свои методы, но нередко теряет из виду своих соседей. Таким образом получаются некоторые пограничные области, часто забытые. Когда же обе соседние науки вспоминают о них и прилагают к ним выработавшиеся новые методы..., открываются нередко новые широкие горизонты» (Андрусов, 1897, стр. 20). Такие именно горизонты были открыты Н. И. Андрусовым при сопоставлении геологии, в частности осадочного породообразования, и бактериологии.

В работах по Черному морю Н. И. Андрусов (1890а, б, 1892) показал, что (см. ч. I, гл. II) H_2S в воде Черного моря, сульфиды в его илах и порошкообразный $CaCO_3$ в осадках обязаны своим генезисом жизнедеятельности бактерий, в частности десульфатизаторов. Теперь он обращает внимание на более широкий круг бактерий в природе, способный участвовать в породообразовании. Прежде всего это — серобактерии (*Beggiatoa*), окисляющие сероводород, порождаемый сульфатредуцирующими бактериями, и образующие за счет него серу. «В самом деле, — пишет Н. И. Андрусов, — мы знаем, что серные ключи нередко сопровождаются выделениями кристаллической или иной серы в трещинах или полостях пород, окружающих ключи. Тут органическое, бактериогенное происхождение серы ясно само собою. Также легко себе представить отложение серных залежей в мелких и защищенных морских бухтах. Прекрасный пример, подтверждающий эту возможность, представляет восточное побережье Каспия. Здесь, к югу от Красноводска, в Балханском заливе выдвигается в море так называемый полуостров Дарджа. Берег его весь изрезан длинными, иногда очень извилистыми заливами и заливчиками, чрезвычайно тихими и мелкими. На конце одного из них стоит местечко Узун-ада, до сих пор бывшее начальной станцией Зак. ж. д. На дне этих заливчиков замечается толстая кора слизистых водорослей, в которой белые или розовые корки серобактерий играют весьма существенную роль. Здесь, следовательно, даны условия для накопления серы. Что эти скопления происходят и происходили в этой области при подходящих условиях, доказывается следующим обстоятельством. Каспийское море, как известно, в недавнюю геологическую эпоху было гораздо обширнее и уровень его стоял выше современного не менее как саженей на 50... Те места поэтому, где теперь лежит Узун-ада, были под уровнем моря, а берег Каспия лежал восточнее и омывал подошву Большого Балхана, подымавшегося островом высотой до 700 саж. Крутые берега этого острова были изрезаны бухтами, ныне выполненными осадками, в которых местами изобилует сера...

Крупнейшие серные залежи, как, например, Сицилийские или Дагестанские (Кхиутские), всегда связаны с осадочными породами и именно с отложениями гипса» (Андрусов, 1897, стр. 4, 5). «В вышеупомянутых случаях, где серобактерии появляются в морских бухтах, они образуют лужайки на поверхности черного густого ила, сильно пахнущего сероводородом. Вода над илом совершенно прозрачна, чиста, вовсе (не пахнет. — *Н. С.*) или слабо пахнет сероводородом. Здесь лужайки *Beggiatoa*-подобных животных[1] (sic! — *Н. С.*) являются предохранителями для органической жизни в самих бухтах. Сероводород же, необходимый для жизни серобактерий, образуется в самом илу. Ближайшее изучение такого ила показывает в нем присутствие значительного количества мертвого органического вещества, находящегося в состоянии брожения и гниения. Процессы же гниения, как известно, всегда сопровождаются выделением сероводорода» (там же, стр. 6, 7) за счет отщепления S от белков и редукции сульфатов.

Другим проявлением жизнедеятельности бактерий является наличие сульфидов железа и $CaCO_3$ (порошкообразного), что связано с жизнедеятельностью бактерий-десульфатизаторов. «Значительное число морских глинистых отложений прежних геологических эпох содержат пирит (FeS_2), свидетельствуя этим о том, что и в прежние геологические эпохи имели место те же процессы, о которых мы все время говорим. Особенно ясно это в тех случаях, когда пирит образует так называемые конкреции вокруг органических остатков, что говорит ясно об участии гниения органического вещества, сопровождаемого образованием сернистого железа FeS и позднейшим его превращением в пирит и сидерит путем частичного его окисления ($2FeS+O+CO_2=FeS_2+FeCO_3$). То же обстоятельство говорит о значительной древности сероводородных бактерий» (там же, стр. 14).

«Однако всеми описанными случаями не ограничивается еще геологическая деятельность бактерий.

Так, например, следует полагать, что значительное число тех железных руд, которые известны под именем болотной, озерной, бобовой руды, образовалось при содействии специальных форм бактерий. Эти руды представляют слоистые скопления нечистой водной окиси железа, осаждающиеся или осадившиеся из мелких пресноводных вместилищ или торфяных болот. Еще Эренберг подозревал их органическое происхождение, однако он приписывал при этом деятельную роль диатомовым, а именно *Gallionella*. Однако... Виноградскому удалось открыть специальные формы, выделяющие окись железа, которые он назвал ферробактериями. По исследованиям Виноградского, образование водной окиси железа происходит следующим образом: в железистых водах Виноградский встречал обыкновенно нитевидную бактерию *Leptotrix ochracea*, окрашенную в ржаво-бурый цвет. Эта окраска происходила от соединений Fe_2O_3, равномерно распределенных в студенистой оболочке. Эта бактерия растет успешно лишь при доставке ей соединений FeO; последние окисляются в протоплазме в Fe_2O_3, находящуюся первоначально в растворимом состоянии, но затем пропитывающую студенистые оболочки бактерий. Таким образом, делается возможным накопление значительных масс так называемых болотных, ключевых и других железных руд... По исследованиям Молиша, лишь в 9% всех образцов болотных руд ему удалось доказать присутствие ферробактерий. Цифра эта, однако, вероятно, ниже действительной, так что на долю ферробактерий выпадает тем не менее значительная породообразовательная активность» (там же, стр. 15, 16).

---

[1] Ошибка — растений! — *Н. С.*

Весьма интересной является попытка Н. И. Андрусова нарисовать сложные связи между разными группами бактерий и высшими организмами и роль их в общей химической жизни бассейна.

«В Черном море, — пишет он, — происходит следующий круговорот серы при помощи... бактерий. Сероводородные бактерии восстановляют серу белков и сульфатов (в илу. — *Н. С.*) в сероводород с образованием карбонатов; сероводород связывается лишь отчасти, соединяясь с окисью (sic! — *Н. С.*) железа [1] FeO, отчасти диффундирует в воду. Из карбонатов часть $CaCO_3$ выделяется в илу, остальные растворяются в воде, щелочность вод усиливается. Выше сероводород вдыхается серобактериями, окисляется вначале в серу, потом в серную кислоту H_2SO_4. Происходит образование сульфатов. Эти же сульфаты являются чрезвычайно важными для жизни скелетоносных организмов, так как по исследованию Штейдтмана, Меррея, Ирвина и других, животные и растения образуют при помощи процессов, аналогичных вышеописанным, $CaCO_3$ из $CaSO_4$. Совершенно те же процессы должны иметь место во всех остальных морях... Таким образом, кооперация сероводородных и серных бактерий имеет своим следствием регулировку содержания сульфатов в морской воде. Карбонаты, приносимые в море реками, а также образующиеся здесь в силу различных процессов, обращаются серобактериями в сульфаты, а сульфаты, в свою очередь, оказываются необходимыми как для сероводородных бактерий, вырабатывающих сероводород, превращаемый серобактериями в SO_3, так и для морских животных и растений, которые строят из них свои скелеты. Это одно обстоятельство поясняет уже хотя и косвенное, но необыкновенно важное геологическое значение этой бактериальной кооперации: без нее мы не имели бы всех тех громадных органогенных известняковых отложений, которые играют столь существенную роль в построении земной коры» (там же, стр. 12—14).

«Несомненно, что поверхностные слои морских осадков являются ареною... деятельности микроорганизмов. К сожалению, бактерии морских осадков, можно сказать, почти не изучены с точки зрения их химической деятельности. Между тем можно предполагать, что... здесь при их помощи происходят различные химические процессы... Во всяком случае благодаря бактериям здесь должны совершаться различные преобразования в осадках, в особенности же, вероятно, тот род изменения в осадках, которые Гюмбель и И. Вальтер назвали диагенезом. Под этим именем разумеются те изменения в осадках, которые совершаются в них или во время отложения, или вскоре после него, в отличие от метаморфизма. Как пример такого диагенеза можно указать на образование твердого известняка на дне моря из рыхлых скоплений раковин etc., совершающееся, очевидно, под влиянием угольной кислоты CO_2, разложения органических веществ; той же углекислоте приписывается перекристаллизация коралловых образований, делающая совершенно неузнаваемой первоначальную органическую структуру коралловых известняков.

...Эти диагенетические процессы еще слишком мало изучены, и уже в область гипотезы, хотя и не лишенной вероятности, следует отнести предположение И. Вальтера об образовании доломита при помощи особых бактерий, об участии бактерий в образовании конкреций и т. д.

...Мы... видим, что едва начавшееся изучение бактериальной жизни морского ила открывает чрезвычайно широкие горизонты и обещает тому, кто возьмется за дальнейшие исследования, весьма и весьма интересные результаты как общего, так и геологического характера» (там же, стр. 18, 19).

---

[1] Ошибка — закисью! — *Н. С.*

Анализируя концепцию Н. И. Андрусова с позиции современных знаний, приходится сказать, что в ней есть и неверные положения и существенные пробелы. Так, им резко преувеличена роль серобактерий. Основной путь окисления H_2S в морях не бактериальный, а обычный химический. Той пленки серобактерий, которую он наблюдал местами на черных илах заливов и лагун, нет, например, в Черном море, у верхней границы его сероводородной зоны, хотя наличие ее и предполагалось М. А. Егуновым, исходившим из наблюдений в лабораторных условиях (в пробирках). Н. И. Андрусову были неизвестны еще карбонатные равновесия, контролирующие садку $CaCO_3$ хемогенным путем, равно как и Eh-pH-ный режим наддонной воды, находящийся под влиянием жизнедеятельности биоса вообще, а не только бактерий. Словом, картина биогеохимической деятельности биоса выглядит сейчас много сложней, чем представлялось когда-то Н. И. Андрусову, что и естественно, ибо нас отделяет от него 70-летний промежуток. Но несмотря на эти недочеты, нельзя не отметить правильности и плодотворности основной его мысли — большой роли организмов и микроорганизмов в частности в осадочном процессе и особенно в диагенезе, что выяснилось сейчас с полной отчетливостью. Именно поэтому, излагая историю развития литогенетических идей, мы не можем пройти мимо его вступительной лекции всего в 20 страниц, имеющей характер частично суммирования накопившихся знаний, частично — постановки вытекающей из них крупной проблемы.

Очень скоро (в 1901 г.) к идеям Н. И. Андрусова присоединился Н. А. Соколов, выдвинувший биогенную теорию генезиса никопольских марганцовых руд, в которых он видел продукт жизнедеятельности, вероятно, разных организмов, но прежде всего бактерий, аналогичных железобактериям. При этом он выдвинул принцип, по которому с некоторой (у Соколова — с большой) вероятностью можно судить о биогенном происхождении тех или иных аутигенных накоплений: *узкую стратиграфическую приуроченность при широком географическом распространении этих образований*, обусловленную коротким временем существования тех или иных организмов, породивших данное накопление.

Этот принцип был подхвачен затем Я. В. Самойловым в период работ Комиссии по фосфоритам и развернут им в широкую оригинальную концепцию — палеофизиологию. Толчком было нахождение барита[1] в оксфорд-секванских отложениях б. Костромской губернии. «Пункты нахождения тяжелого шпата рассеяны на площади... имеющей около 120 верст в широтном направлении и около 100 верст в меридиональном направлении в пределах Кологривского, Макарьевского, Кинешемского и Костромского уездов» (Самойлов, 1929а, стр. 30). Позже он был обнаружен в юго-западных уездах б. Казанской губернии, а старые литературные данные еще конца XVIII в. указывали на его присутствие по берегам р. Суры и ее притоку р. Пьяне. Наконец, барит встречается и по левым притокам р. Печоры — рекам Ижме и Ухте. Во всех случаях он приурочен к оксфорд-секванским отложениям.

«Петрографический характер... слоев верхней юры и нижнего мела (в этих районах. — *Н. С.*) не в состоянии объяснить приуроченности тяжелого шпата именно к оксфорд-секвану, поэтому предположение о вторичном происхождении здесь барита, как это чаще всего и делается по отношению к подобным месторождениям (речь идет, очевидно, о гидрохимической концепции. — *Н. С.*), встречается в данных усло-

---

[1] Вопросу о барите посвящены три статьи Я. В. Самойлова, и концепция его развивалась постепенно. Не имея возможности следить за эволюцией его взглядов, я излагаю их такими, какими они были в итоге проведенной им в 1910—1912 гг. работы.

виях с очень значительным затруднением. Ввиду этого может быть поставлен вопрос о первичном происхождении этих залежей» (Самойлов, 1929а, стр. 30).

Я. В. Самойлов обращает внимание на то, что в современных морях Джонсом еще в 1888 г. близ Коломбо (Цейлон) на глубине около 675 фатомов (около 1234 *м*) была обнаружена конкреция барита, до деталей сходная с оксфорд-секванскими баритами б. Костромской губернии; содержание $BaSO_4$ в ней не менее 75%. Вместе с тем Ф. Шульц в 1905 г. открыл группу корненожек Xenophyophora, в клетках которых находились гранулы сернокислого бария в виде округлых удлиненно-овальных тел, нередко напоминающих закругленные кристаллы. Ксенофиофоры встречены в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, главным образом между тропиками, отчасти же и в субтропиках. Русский биолог А. Щепотьев нашел их у коралловых рифов у северной оконечности Цейлона, т. е. вблизи тех мест, где раньше была добыта баритовая конкреция.

Сопоставление всех этих фактов дало возможность Я. В. Самойлову высказать такую гипотезу: «В морской воде содержится очень небольшое количество бария. В оксфордско-секванском море... я предположил нахождение организмов, которые захватывали и удерживали в своем теле (раковине) барий. Скопление остатков этих животных на дне моря обусловливало обогащение соответственных морских осадков барием. Путем дальнейших диагенетических процессов происходило концентрирование стойкого соединения бария — его сульфата — в отдельных желваках (таков способ образования желваков не только барита)» (там же, стр. 36). При этом под диагенезом Я. В. Самойлов понимает «всю совокупность процессов, каким подвергается осадочный материал от момента его отложения до момента уединения его от поля деятельности этих процессов (очевидно, седиментации. — *Н. С.*), до момента превращения его в породу (окаменение)» (там же, стр. 35).

Дальнейшее развитие биогеохимических идей можно видеть в его работе о целестинах (Самойлов, 1929в), где он обнаружил, что «возраст ... слоев, в которых заключены туркестанские целестины, колеблется со значительным размахом — от низов гольта до эоцена; однако главная, преимущественная масса целестина приурочена к верхнему мелу». Что касается источника стронция, то «им могло явиться скопление этого металла в организмах». Опираясь на нахождение сульфата стронция в скелетном веществе одной группы радиолярий — Acantharia, Самойлов пишет: «Можно предположить, что среди обитателей мелового моря находились организмы, богатые стронцием, и существованию таких стронций содержащих организмов обязаны меловые отложения своим богатством целестином.

Не только по отношению к сульфату стронция, но и по отношению к ряду других минералов, содержащихся в осадочных породах, я представляю себе происхождение их таким образом.

Как известно, в морской воде находится ряд химических элементов, но процентное содержание многих из них весьма ничтожно, и потому простое химическое выделение их в обычных условиях не осуществимо; нужен особенный аппарат для аккумулирования столь тонко рассеянного вещества, и таковым являются, на наш взгляд, растительные и животные организмы, способные захватывать нужный для жизни организма элемент даже при чрезвычайном рассеянии последнего. Таким образом, в подобных случаях имеет место не простой химический процесс, а химико-биологический» (Самойлов, 1929в, стр. 49). «Во всех тех случаях, когда на обширной площади среди осадочных пород обнаруживается приуроченность какого-либо минерального тела к определенным геологическим горизонтам, необходимо, на мой взгляд, тщательно остано-

виться на возможности связи такого тела с жизнедеятельностью организмов» (там же, стр. 51). В качестве такого примера он указывает на приуроченность накоплений Cu к пермской системе, тем более, что в настоящее время установлено, что в крови некоторых животных железо замещено медью (гемоцианин), а в крови асцидий находится больше 15% V_2O_5 в хромогене.

Из изложенного видно, что в концепции Я. В. Самойлова организмы являются прямыми накопителями ряда микроэлементов в осадочных породах, причем фактором, концентрирующим эти элементы в отдельных точках осадка, являются процессы диагенеза.

«Я считаю совершенно основательным задуматься над тем, — пишет в заключение Я. В. Самойлов, — всегда ли существовали такие же количественные соотношения, как в текущий период истории Земли, между животными, в крови которых содержится гемоглобин, и животными, в крови которых находится гемоцианин. Не было ли периодов в истории Земли, когда это отношение было иное, когда преобладали животные с гемоцианином в крови? Как известно, в золе различных растений химический анализ обнаруживает ряд элементов, иногда совершенно неожиданных, содержащихся обыкновенно в очень ничтожном количестве. Всегда ли, однако количественный состав золы растений был таков, и не были ли геологические периоды, когда господствовали растения с совершенно иным количественным соотношением зольных частей?

Конечно, для непосредственного решения этого вопроса, который вводит нас в область нового и совершенно темного отдела, который я считал бы уместным назвать палеофизиологией [1], у нас нет прямых путей; ведь нам недоступно изучение подобных проблем на ископаемых остатках, а между тем верным освещением этих вопросов может быть достигнуто правильное толкование генезиса некоторых, и как раз наиболее спорных, минеральных месторождений» (там же, стр. 49, 50).

6. О разрушении раковин в диагенезе осадков и о возникновении аморфных и криптокристаллических структур

Чтобы закончить характеристику биогеохимической концепции, как она сложилась у нас в рассматриваемом периоде, остается коснуться еще одного вопроса. В известняковых и кремневых породах наряду с несомненными органическими структурами всегда присутствует микрокристаллическое вещество того же состава — $CaCO_3$ в известняках, опал в опоках. Как же трактовали его природу первые адепты биогеохимической концепции?

Как указано выше, А. Д. Архангельский, подробно проанализировав литературу, пришел к заключению, что микрозернистая, порошкообразная часть цемента мела произошла в результате распада раковин фораминифер и других организмов [2]. Что касается опалового цемента сенонских опок, то «наиболее вероятным представляется мне, — пишет А. Д. Архангельский, — что кремнезем заимствован здесь из толщи тех самых пород, в которых залегают кремнистые породы. Постоянное присутствие кремнистых губок, диатомей и радиолярий в глинах нижнего сенона доказывает, что эти организмы в довольно большом количестве находились ранее в породе. Образовавшиеся за их счет растворы крем-

---

[1] Позже Я. В. Самойлов (1929е) назвал палеофизиологию палеобиохимией.

[2] Это доказано сейчас электронномикроскопическим изучением порошкообразного $CaCO_3$ мела.

незема не уносились далеко от места своего образования, и кремнезем выделялся в одном из слоев глин, лежащих непосредственно ниже. Таким образом, могло возникнуть чередование глинистых и кремнистых пород, столь характерное для нижнего сенона. Породы, оставшиеся глинами, лишены, по всей вероятности, значительной части содержавшегося в них кремнезема, который обогатил прослои кремнистых пород. Окремнение мергелей зоны *Inoceramus pachti* происходило отчасти также, может быть, за счет кремнезема, выщелоченного из глин, а отчасти за счет элементов скелета тех губок, отпечатки которых во множестве встречаются в мергелях и свидетельствуют о процессах растворения кремневых панцирей, имевших место в породе» (Избр. труды, 1954, т. 2, стр. 403).

По существу, на той же точке зрения стоит и Г. А. Радкевич (1891), давший наилучшие за рассматриваемый период описания микроструктуры кремнистых пород Подолии и проследивший все стадии распада губок в глобули, начиная от коррозии наружной поверхности спикул и кончая зарождением внутри самих спикул глобулярного опала. Но так как сам он ограничивается строго фактической стороной вопроса, не высказывая генетических соображений, мы ссылаемся здесь на него только исходя из сути описанного им материала.

Очень интересно подошел к решению вопроса Я. В. Самойлов. В олигоценовых отложениях Кролевецкого уезда б. Черниговской губернии на берегу р. Десны работами «фосфоритной комиссии» была обнаружена линза фосфоритов, сцементированная опокой. Последняя на 92,16% состоит из водного кремнезема с совершенно незначительным количеством алюмосиликатов. Под микроскопом в шлифе свежей опоки много спикул кремневых губок, сцементированных кремнеземом, без следов органической структуры. Встал вопрос о генезисе последнего. Можно было бы думать, что «материалом для (цементного. — *Н. С.*) кремнезема могли служить сами спикулы губок; часть их сохранилась, другая часть растворилась; растворившиеся могли быть меньших размеров, других семейств губок и др. Однако такое (предположение. — *Н. С.*) представляется оспоримым, ибо оно заставляет рассматривать первоначальный осадок морского дна, из которого произошла кролевецкая опока, как целиком состоявший из игол губок, а между тем в современных осадках губки, будучи весьма распространенными как в мелководных, так и глубоководных областях, нигде не скопляются в очень больших количествах (1—2%). Максимальное содержание кремневых спикул в осадках современных морей не превышает 20%» (Самойлов, 1929а, стр. 56). Поэтому Я. В. Самойлов допустил другой ход событий. Губки и вообще кремневые животные, по его мнению, не могут усваивать SiO_2 непосредственно из морской воды, а только поглощая с пищей диатомей, панцири которых служат для них источником SiO_2. Но тогда «на дне морском наряду с кремневыми губками должны постоянно находиться диатомовые (радиолярии). Между тем микроскопическое строение кролевецкой фосфоритовой линзы никаких (почти никаких) форменных элементов, кроме спикуль губок, не обнаруживает... Это произошло вследствие растворения панцирей диатомовых (радиолярий)» (там же), за счет кремнезема которых и возник аморфный опаловый цемент опоки.

Такое допущение ставит, естественно, вопрос: «Одинаково ли растворяются панцири диатомовых, раковины радиолярий, спикулы губок? Как далеко идет различие в растворимости? Заходит ли это различие внутрь отдельных групп? Эти вопросы особенно уместно поставить по отношению к кремневым скелетам, которые представляют собой опаловые тела, т. е. гидрогели кремнезема, а гидрогели, как известно, могут значительно отличаться по растворимости своей в зависимости от условий образования; в несравненно большей мере, чем кристаллические тела, они могут обнаруживать индивидуальные различия» (там же,

стр. 57). Ответить прямо на поставленный вопрос Я. В. Самойлов тогда не смог, но косвенные указания на правильность предположения получил. По мере выветривания свежая опока теряла SiO_2, и содержание его упало с 92,16 до 84,68%. В шлифе «спикулы губок остались нетронутыми, а вымыванию, следовательно, подвергся вторичный цементирующий кремнезем (водный), который, по-видимому, как более легко поддающийся материал, переходит в золь и испытывает вновь перемещения, в то время как более стойкие иглы губок этим процессом вымывания нисколько не затрагиваются. В соответствии с этим при обработке свежей опоки едким кали в раствор перешло 70,7% кремнезема, между тем как при такой же обработке мягкой опоки перешло только 24,1% кремнезема» (там же, стр. 59).

Допуская растворение диатомей и превращение их в аморфную опаловую массу кролевецкой опоки, Я. В. Самойлов относил эти процессы к стадии диагенеза.

Читатель, знакомый с современным состоянием вопроса, не может не удивляться тому, как вполне современно звучит и сама постановка проблемы опалового цемента в кремнистых породах и ее гипотетическое тогда решение.

Как ни сильно была развита у нас биогеохимическая концепция в первые десятилетия XX в., в это же время было дано блестящее доказательство того, что аутигенные породы возникают и *чисто химическим путем* при начальных стадиях осолонения морского бассейна, когда фауна постепенно угнетается и вымирает. Я имею в виду работу М. Э. Ноинского о Самарской луке, в которой он применил к решению вопроса не сравнительно-литологический, а палеоэкологический метод. Таким образом, общие литологические идеи наших исследователей древних осадочных пород в изучаемом периоде не только полностью укладывались в рамки биогеохимической концепции, но и выходили за ее пределы. Я не говорю уже о том, что в некоторых случаях проявлялись запоздалые рецидивы гидрохимических идей (у того же М. Э. Ноинского, у А. Д. Архангельского).

7. Центры развития литологической мысли в России в конце XIX—начале XX в., их связь с зарубежной наукой

Число геологов, работавших над вопросами литологии в конце XIX—начале XX в., было ничтожно мало; это видно по изложенному выше. Но это были талантливые люди и энтузиасты своего дела, что доказывают выполненные ими исследования. Любопытно, что если средства на изучение современных отложений в те годы давали главным образом Русское географическое общество и его филиалы, деньги на работы литологические, даже когда они касались полезных ископаемых, давали общества естествоиспытателей при университетах в Киеве, Одессе, Казани, Санкт-Петербурге, а также Минералогическое общество. Государственными учреждениями финансировались лишь работы по Никопольскому месторождению марганца (Геологическим комитетом) и фосфоритные работы (Департаментом земледелия).

Несмотря на малочисленность геологов, занимавшихся литологией, все же наметились центры, где зарождалась литология в России. Их было два. Один — более ранний, действовавший в 80—90-х гг. XIX в. и в первое десятилетие XX в., был в Киеве и возглавлялся П. Я. Армашевским, около которого группировались Г. А. Радкевич, М. Д. Сидоренко, В. И. Лучицкий, В. А. Дубянский, П. Н. и В. Н. Чирвинские. Особенностью работ этой группы ученых было увлечение собственно петрографией и минералогией осадочных пород; это были, вы-

ражаясь современным языком, петрографы-вещественники. Генезис пород их интересовал гораздо меньше, и в толковании его большинство придерживалось гидрохимической концепции.

Вторым центром, возникшим позже, около 1908 г., была Москва с ее «фосфоритной комиссией», объединившей многих ученых (Я. В. Самойлов, А. Д. Архангельский, М. С. Швецов, А. Н. Розанов и др.). В отличие от киевского центра в Москве интенсивно развивался фациально-генетический подход и, в связи с этим, интерес к современному осадкообразованию, тогда как изучение вещества осадочных пород было поставлено слабее, чем в киевском центре. И здесь же, в московском центре, была впервые в 1923 г. сформулирована широкая программа и правильная методология литологии как самостоятельной науки.

Несколько в стороне от этих центров были П. А. Земятченский, Н. А. Соколов и М. Д. Залесский (с очень разными взглядами) в Петербурге и М. Э. Ноинский — в Казани.

К какому бы центру ни принадлежал русский геолог, изучавший осадочные породы, он оказывался в рассматриваемый период в большой зависимости от зарубежных исследователей. Зависимость эта весьма наглядно выступает даже внешне, когда просматриваешь списки той литологической литературы, какой пользовался тот или иной русский исследователь: как правило, в подавляющем большинстве это была литература зарубежная (см. у В. И. Лучицкого, Н. А. Соколова, Я. В. Самойлова, А. Д. Архангельского, М. Э. Ноинского и др.). Но зависимость устанавливается и в существе работ. Гидрохимическая концепция формирования пород и руд, широко распространенная у нас в конце XIX—начале XX в., была, так сказать, импортным, но хорошо освоенным продуктом. Равным образом и переход на позиции первичноосадочной теории образования аутигенных пород и руд произошел под влиянием зарубежных работ. Идея сравнительной литологии и сам термин этот также заимствованы из зарубежной литературы (у И. Вальтера). Все примеры из области изучения современных морских отложений, какими оперировали русские геологи, полностью, за исключением Черного моря, были взяты из отчетов зарубежных морских и океанских экспедиций. Имена Меррея, Ирвина, Ренара, Филиппи и других в работах Н. А. Соколова, А. Д. Архангельского и Я. В. Самойлова буквально не сходили со страниц, когда отыскивались современные гомологи древних пород. В ранних работах можно найти указания на то, что даже шлифы изготовлялись в зарубежных мастерских; с начала XX в. с этим, однако, было покончено и шлифы стали изготовляться у себя в России.

Такая зависимость от зарубежных исследователей понятна. Ведь в Европе петрографические работы с применением микроскопа начались гораздо раньше, чем у нас (Сорби, в 1851, 1858 гг.). Там уже накопился опыт, сложились некоторые традиции и взгляды. Русские геологи — работники университетов, которые, кстати сказать, как правило, проходили обязательную «доквалификацию» за рубежом, прежде чем стать руководителями кафедр и исследователями в России, — не могли обойти этот накопленный за рубежом опыт, не могли не считаться с ним, не быть от него в известной зависимости.

В этом отношении те, кто занимался изучением современных морских и озерных бассейнов на территории России (Н. И. Андрусов, К. К. Гильзен, А. А. Лебединцев, А. А. Вериго и др.) были в более благоприятных условиях, чем те, кто занимался исследованием древних осадочных образований на той же территории. Как было уже указано выше (см. гл. II), благодаря физико-географическим особенностям нашей Родины, очень многие бассейны ее были специфичны, не похожи на те, какими занимались зарубежные исследователи. Поэтому данные об осадках русских водоемов *не повторяли*, *а дополняли* те знания, какими

располагали зарубежные ученые, и дополняли весьма существенно, ибо вскрывали ряд новых фундаментальных фактов, неизвестных за рубежом: уникальный сероводородный Черноморский бассейн, уникальный Кара-Богаз-Гол, метаморфизация рапы в прямом и обратном направлении, специфические черты галогенной седиментации в соляных озерах. Исследователи древних осадочных пород находились в гораздо худшем положении: они изучали те же группы пород, что и за рубежом, и шли в кильватере у зарубежных ученых, перенимая их методы, следуя их идеям, и в лучшем случае двигались параллельным ходом, проверяя их. При этом в одних случаях при проверке получалось блестящее подтверждение зарубежных идей, как, например, идей Л. Кайо о геологии фосфоритов, иногда же возникало иное решение, как в случае меловых отложений востока России: по Л. Кайо, мел был мелководным осадком, с глубин около 200 *м*, по А. Д. Архангельскому — гомологом пелагических осадков с глубин свыше 1000 *м*.

Но хотя в конце XIX—начале XX в. русские геологи, несомненно, и проходили выучку у своих зарубежных коллег по части литологических исследований, они оказались учениками на редкость талантливыми. Они не только освоили то, что знали и умели их зарубежные коллеги. Они сумели уже в своих первых работах внести нечто новое, придавшее им оригинальность, индивидуальные черты. Это новое заключалось в широком развитии сравнительно-литологического метода в разных его формах, в появлении палеоэкологического метода, давшего, например, весьма интересное решение вопроса о первичности доломитов перми Самарской луки, в разработке биогеохимической концепции. Оно сказалось также в том, что именно у нас впервые была сформулирована программа развития литологии как самостоятельной науки и указана правильная методология решения ее проблем. Короче говоря, *уже в конце XIX—начале XX в. наряду с усвоением зарубежного опыта были заложены те зачатки самостоятельности и большой идейности в литологии как науке, которые отчетливо прослеживаются в ее дальнейшем развитии.*

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИДЕИ С НАЧАЛА 20-х ДО СЕРЕДИНЫ 40-х ГОДОВ

20—30-е годы в развитии советской литологии вообще и литогенетических идей в частности были весьма интересным временем. Это был первый этап существования литологии в качестве самостоятельной науки. Хронологически он совпал с широким развертыванием геологических и разведочных работ в стране, которая стала строить свою жизнь на новых основах. Все возрастающая потребность в минеральном сырье, прежде всего в нефти, угле, железных, марганцовых, алюминиевых рудах и многом другом, привела к резкому расширению геологических, в том числе литологических работ. Если в конце XIX—начале XX в. геологи изучали осадочные породы главным образом кайнозоя и мезозоя, реже — палеозоя, притом на ограниченной территории Русской платформы, то теперь они заходят и в область геосинклиналей, обрамляющих Русскую платформу (Урало-Алтайская, Крымско-Кавказская и др.), в предгорные и межгорные прогибы, а стратиграфически имеют дело не только с породами кайнозоя и мезозоя, но и главным образом палеозоя.

Такое расширение области наблюдений ввело в круг исследования много новых типов пород и руд, а на ранее изучавшихся месторождениях литологи вышли из зоны выветривания и вступили в зону первичных неизмененных руд. Круг осадочных образований, доступных исследованию, тем самым существенно расширился, усложнились и самые представления о литогенезе.

Техническая (лабораторная) база, на которую опиралось исследование, также постепенно улучшалась. Если в конце предыдущего периода в руках геологов был только поляризационный микроскоп, химический анализ (по Гедройцу или валовой) и гранулометрический анализ, то в 20—30-х годах стали изучать терригенные минералы в иммерсии, применять термографию окисных минералов Fe и Mn, глин и карбонатов, а во вторую половину 30-х годов и рентгенографический анализ глин, фосфоритов и других минералов. Постепенно разрабатывался рациональный анализ осадочных пород; были сделаны первые попытки

применения к породам представлений о поглощающем комплексе глин и поглощенных основаниях.

Общий фон, на котором происходила исследовательская работа, помимо потребностей народного хозяйства, определяли следующие два обстоятельства. В изучении современной седиментации не произошло никаких существенных сдвигов, и представления о ней оставались практически теми же, что были в конце предыдущего периода. И хотя, как будет видно из дальнейшего, весьма многие литологи прибегали к сопоставлению изучаемых ими объектов с современными осадками или процессами, это сопоставление продолжало оставаться на прежнем — в общем невысоком — уровне и не очень продвигало теорию вперед.

Вместе с тем в 20—30-е годы интенсивно развивалась геохимия, базировавшаяся на физико-химических данных (В. М. Гольдшмит, А. Е. Ферсман), и ее успехи не могли не отразиться на литологических работах; мы это увидим много раз в дальнейшем.

Все сказанное делает изучение литогенетических идей 20—30-х годов весьма интересной, хотя и достаточно трудной задачей из-за обилия опубликованного материала. Как и раньше, мы будем останавливаться лишь на главном и на том, что представляется типичным для описываемого периода, минуя детали.

глава I

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В 20—30-е ГОДЫ

Две особенности бросаются в глаза в зарубежных работах 20—30-х годов, посвященных морскому и озерному осадконакоплению. Требования рыбопромыслового дела способствовали гидрологическому и гидрохимическому изучению водной массы бассейнов, а также их биологии и продуктивности. Начались и экспериментальные исследования физико-химических равновесий для некоторых компонентов морской воды ($CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$, SiO_2), что позволяло глубже проникнуть в сущность процессов, протекающих в водной массе бассейнов. В то же время петрографические исследования осадков, хотя и опирались на более совершенную лабораторную базу, но продолжались по прежнему трафарету и с прежними задачами, причем в ряде случаев даже не использовали в должной мере то, что давали гидрохимия и эксперимент. Этот разрыв в значительной мере определялся тем, что наиболее существенные для литологии экспериментальные работы были сделаны с некоторым запозданием и опубликованы главным образом во второй половине 30-х годов. Следовательно, только некоторые из них — более ранние — могли быть использованы в литологических исследованиях. Освоение литологами гидрохимических и экспериментальных данных придет позже, в 50—60-х годах, и именно они (эти данные) двинут по-настоящему вперед познание бассейнового осадконакопления.

Все же некоторые новые факты и идеи в этой области появились и в 20—30-х годах; на них мы кратко остановимся.

Прежде всего несколько слов о фактах, открытых в гидрохимии океанов и морей и в эксперименте.

1. Гидрохимические черты морской воды и их значение для познания осадочного процесса

Одним из существенных достижений 20—30-х годов является разработка карбонатных равновесий в условиях морских бассейнов для $CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$, а также для SiO_2. Карбонатные равновесия для $CaCO_3—CO_2—H_2O$ изучались уже давно, еще в начале XIX в., и Дж. Джонстон и Э. Вилльямсон (1916) дали для них суммарную диаграмму в весьма широком диапазоне pCO_2 при 16° С. Но это были равновесия для дистиллированной воды. В 20—30-е годы в связи с гидрохимическими работами в морях и озерах эти равновесия изучались уже для морских и озерных вод, причем в качестве показателя щелочно-кислотных условий принималось pH. Фундаментальные иссле-

дования были выполнены К. Бухом (Buch a. oth., 1932) и Г. Ваттенбергом (Wattenberg, 1933, 1936, 1937), причем последним рассчитаны детальнейшие таблицы условий равновесия при разных соленостях морской воды, разной температуре и pH. Для пресноводных озер такие расчеты выполнены Ю. Пиа (Pia, 1933а, б).

Равновесия $MgCO_3$ и произведения растворимости для $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ в дистиллированной воде были изучены А. Митчеллом (Mitchell, 1923), а для морской воды — Г. Ваттенбергом и Э. Тиммерманом (Wattenberg, Timmermann, 1937). Они же выполнили аналогичную работу для $SrCO_3$ (Wattenberg, Timmerman, 1936).

Наконец, исследования растворимости SiO_2 в разных условиях были сделаны Э. Муром и В. Мейнардом (Moore, Maynard, 1929) и в гораздо более точной форме К. Корренсом (Correns, 1940).

Из всех этих работ для теории химических процессов в бассейнах вытекал ряд весьма существенных выводов (табл. 22).

Таблица 22

Насыщенность $CaCO_3$ поверхностной воды Атлантического океана

Физико-химический показатель	Южная широта, градусы					0	Северная широта, градусы				
	60	50	40	30	20		20	30	40	50	60
Температура, °С	0	4,4	13,4	19,5	22,1	26,2	25,1	22,4	17,5	10,9	6,9
Соленость, ‰	34,5	35,0	35,8	36,8	36,8	35,5	36,6	35,8	34,8	33,7	33,4
Степень насыщения, %	144	165	214	262	280	300	298	272	235	190	168

Поверхностная океаническая вода в средних и низких широтах пересыщена $CaCO_3$ и содержит его в 1,5—3 раза больше, чем это требуется равновесием. Но это состояние пересыщения характерно лишь для 300—400 *м* верхнего слоя океанической воды; ниже наступает насыщение, а затем и недосыщение. Последнее, однако, невелико, ибо степень насыщенности обычно не ниже 92,5%, чаще же всего 98—99%. Все это означает, что химическое выпадение $CaCO_3$ возможно и реально совершается только из поверхностного 100—300—400-метрового слоя воды, которая всегда, исключая, может быть, приполярные части океана, пересыщена углекальциевой солью. Глубже, в зоне недосыщения, выпавший хемогенный кальцит (или арагонит) вновь переходит в раствор. Сохраняться он может только в мелководной зоне, где вода пересыщена $CaCO_3$ постоянно. Таким образом, только небольшой слой океанической воды на мелководьях в средних и низких широтах способен продуцировать хемогенный кальцит, на подавляющей же части океанов, где глубины свыше 400 *м*, $CaCO_3$ находится в состоянии ненасыщенного раствора, и этот хемогенный микрозернистый кальцит подвергается обратному растворению. Здесь может накапливаться лишь биогенный кальцит, поступающий сверху, из планктонной пленки, когда его приносится достаточно много.

Что касается углекислого магния, то, если на него пересчитать CO_3^{2-} морской воды, соединение это, по Ваттенбергу и Тиммерману (Wattenberg, Timmermann, 1937), далеко не насыщает морскую воду. Так, произведение активных концентраций Mg^{2+} и CO_3^{2-} для морской воды составляет $1{,}2 \times 10^{-5}$, а произведение растворимости для тригидрата $MgCO_3$ в этих условиях равно 3×10^{-4}. Иными словами, химическая садка тригидрата углекислого магния в современных морях и океанах невозможна; реально лишь биогенное его осаждение. То же и для $SrCO_3$.

Добавим, что по данным Митчелла (Mitchell, 1923), при современной величине pCO_2 в атмосфере, равной 0,0003 *атм*, средняя углемагниевая соль вообще не может осесть из раствора, а осаждается лишь основной карбонат магния. Тем самым, очевидно, исключается и первичное седиментационное образование доломитов в современных водоемах, а происходить оно может в осадках за счет диагенетического преобразования $MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 + CaCO_3$.

Весьма любопытным и важным было открытие годичных гидрохимических циклов в истории фосфора, кремнезема, азота (Харвей, 1938; Cooper, 1937; и др.). При некоторых вариациях от места к месту суть их остается постоянной и заключается в том, что наиболее высокие концентрации фосфатов, нитратов, кремнезема в поверхностных слоях воды наблюдаются зимой, когда жизнедеятельность фитопланктона минимальна. Весной начинается интенсивное развитие планктических растений, что приводит к постепенному исчерпанию запасов фосфатов, иногда опускающихся до нуля; резко уменьшается содержание нитратов и кремнезема. Хотя летом, благодаря перемешиванию воды волнениями и течениями, фосфаты, нитраты и кремнезем непрерывно подаются из нижних слоев воды вверх, потребление их организмами опережает поступление, и это приводит фосфаты и нитраты к почти полному исчерпанию; кремнезем убывает в значительно меньшей степени. Осенью, с замиранием жизнедеятельности фитопланктона, поступление в верхнюю зону фосфатов, нитратов и кремнезема благодаря перемешиванию воды перевешивает его потребление, и содержание этих компонентов постепенно поднимается к зимнему уровню. Ниже зоны фотосинтеза содержания P, N, SiO_2 растут вследствие минерализации трупов отмерших организмов. У фосфатов намечается максимум на глубинах 500—1500 *м*, отвечающий максимуму CO_2 и минимуму кислорода. Рост содержаний кремнезема продолжается до дна, причем наиболее высокие концентрации его наблюдаются в Тихом океане.

Во всех приведенных данных с предельной отчетливостью выступает огромная роль организмов — «живого вещества» — в химии моря, в частности в накоплении $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, Sr, частью и фосфора в морских отложениях. Если раньше, в конце XIX—начале XX в., органогенная природа накоплений названных компонентов в морских осадках устанавливалась петрографически, то теперь развитие гидрохимии и физико-химии морской воды создало физико-химическую базу, объясняющую это явление и делающую понятным его существование. Тем самым вскрылась тонкая и вместе с тем весьма существенная деталь морского аутигенного осадконакопления.

2. Распределение осадков на шельфе (по Ф. Шепарду)

Одной из наиболее интересных зарубежных работ, появившихся в начале 30-х годов и имевших большое значение для формирования литогенетических представлений, была статья Ф. Шепарда «Осадки континентального шельфа» (Shepard, 1932). Она была основана на суммировании навигационных карт по шельфам почти всех континентов и в этом смысле являлась продолжением работы, выполненной за 60 лет до того А. Делессом (Delesse, 1871). Гораздо больший материал, привлеченный к исследованию, позволил не только подтвердить ранее установленную пестроту седиментации на шельфах, но и открыть некоторые новые, весьма существенные ее черты. Они касаются обстановок, в которых на шельфе происходит накопление тонкозернистых илов. Эти илы приурочены к четырем типам участков дна: 1) к приустьевым частям крупных рек, что наблюдается, например, в устьях рек Миссисипи,

Ориноко, Амазонки (осадки дельты Миссисипи отвечают по средним диаметрам частиц тонким алевритам), Ла-Платы, Сан-Франсиску, Гаронны, Эльбы, Менама, Янцзы, Хуанхэ, Иравади, Инда, Дона, Волги (дельты в целом), Дуная (то же); 2) к пониженным участкам рельефа шельфа как эрозионного, так и тектонического происхождения; 3) к околоостровным затишным участкам и 4) к заливам, полузакрытым или закрытым от моря песчаными косами, каковы, например, заливы Венесуэльский, Персидский, оз. Маракайбо, Азовское море. Осадки многих из них, по данным П. Траска и других исследователей, отличаются исключительной тонкозернистостью, равной тонкозернистости отложений глубокого моря.

3. Исследования осадков в разных частях Атлантического океана

Среди работ, посвященных океаническим осадкам, наиболее эффективными в 20—30-х годах были исследования, выполненные в разных частях Атлантического океана, особенно статьи и монография К. Корренса (Correns, 1935), обрабатывавшего материал экспедиций «Метеора» в экваториальной части океана, Э. Торпа (Thorp, 1931, 1935, 1936), изучавшего осадки западной части Атлантического океана, Карибского моря, мелководья Флоридского побережья и Багамской отмели, наконец, М. Брамлетта и В. Бредли (Bramlette, Breadly, 1940), изучавших собранный К. Пигготом материал на пересечении от Ньюфаундленда до Ирландии. Не останавливаясь отдельно на разборе каждой из этих работ, мы суммируем вкратце наиболее интересные их результаты.

Обработка материалов экспедиции «Метеора», по сравнению с предыдущими работами, характеризуется значительным усовершенствованием методики. Все образцы подвергались гранулометрическому анализу с выделением самых тонких фракций ($<0{,}001$ *мм*), которые затем тщательно изучались минералогически. Для субколлоидной фракции систематически применялся рентгеновский анализ по методу Дебая. Специально изучалась карбонатная часть пород (W. Schott, 1935). Помимо количественного определения $CaCO_3$, выяснялись формы его нахождения, находилось так называемое фораминиферовое число, т. е. число фораминифер в 1 *г* сухого осадка. Определялись содержания CaO, MgO, TiO_2, Fe_2O_3, MnO и другие элементы. Для отдельных из них строились затем карты. Наконец, В. Шотт исследовал распределение фораминифер в вертикальном разрезе осадка. В результате такой обработки 200 станций выявился ряд новых существенных фактов.

Наиболее важной была констатация того, что океанические глины (красная глина, нерастворимый остаток глобигеринового ила) слагаются теми же минералами, что и морские гемипелагические глинистые и шельфовые илы: каолинитом, галлуазитом, гидрослюдами, монтмориллонитом, иногда хлоритом, к которым примешиваются кварц, полевой шпат и другие акцессорные минералы. Вулканических компонентов очень мало, притом они сосредоточены только вблизи Канарских островов. Такой минеральный состав пелагических глин наводил на мысль, что глинистый компонент пелагических отложений экваториальной части Атлантического океана вовсе не представляет собой вулканический (пепловый) материал, разложенный in situ, как это принимали Дж. Меррей и А. Ренар для пелагических океанских илов вообще, а является обычным, но только тонкозернистым терригенным материалом, вынесенным с суши реками Конго, Нигером, Амазонкой и др. Таким образом, *в концепции, безраздельно господствовавшей более 30 лет и противополагавшей шельфовые и гемипелагические илы как терригенные, пелаги-*

ческим как вулканогенным, разложенным in situ действием морской воды, была пробита первая брешь: тонкозернистые компоненты в обоих случаях оказывались генетически одинаковыми. Но окончательное развенчание идей Меррея и Ренара потребовало еще 30 лет упорной работы и обобщения данных по всем океанам, что было выполнено лишь в 1967 г. М. А. Ратеевым и др.

Характерно меняются формы нахождения карбонатов в осадках. По данным К. Корренса (Correns, 1935) и Э. Торпа (Thorp, 1931, 1935), мелководные отложения вообще и побережья Флориды и Багамской отмели в частности на глубинах до 30 *м* состоят главным образом из относительно крупных (макроскопически заметных) обломков раковин или известьвыделяющих растений и животных. Более глубоководные осадки сложены главным образом более тонко раздробленным карбонатом. Аналогичные соотношения наблюдаются иногда и на глубинах около 200 *м*. Здесь при общем содержании $CaCO_3$ 57,7% на долю органических остатков приходится 50,7%. Уже в нижней части шельфа наряду с несомненно органогенным кальцитом начинает впервые проступать тонкозернистый (мелкоалевритовый и пелитоморфный) кальцит, без морфологически ясно видимых признаков биогенного происхождения. Особенного развития достигает он в области гемипелагической синей глины, покрывающей континентальный склон. Общее содержание $CaCO_3$ в этой глине колеблется от немногих процентов до 30%, содержание же органических остатков измеряется немногими процентами. Следовательно, подавляющая масса кальцита представлена тонкозернистой формой, генезис которой не ясен. В пелагическом илу органогенные формы $CaCO_3$ вновь получают большое распространение. Планктонные фораминиферы слагают до 65% всей массы карбоната, кокколиты — от 1,8 до 17%; птероподы играют незначительную роль. Микрозернистый кальцит без видимых признаков органогенности встречается в глобигериновом илу повсеместно, но в резко варьирующих количествах.

Значение фораминифер как карбонатообразователей хорошо демонстрируется диаграммой Корренса (фиг. 11), на которой видно, что с возрастанием процентного содержания $CaCO_3$ фораминиферовое число также растет, причем очень быстро. При этом нужно учесть, что по принятой методике определения фораминиферового числа в него не входят обломки фораминифер, а также мелкие фораминиферы и юные стадии развития крупных форм, не задерживающиеся на сите. Каков же генезис микрозернистого кальцита? При анализе этого вопроса нужно иметь в виду, что в океане достоверно существуют и широко распространены процессы, разрушающие органогенные формы кальцита и превращающие их в скрытокристаллический тонкозернистый — тонкоалевритовый и пелитоморфный.

Один из этих процессов приурочен к шельфовой зоне и заключается в перетирании раковин движениями воды в тончайший детритус, который затем волнениями и течениями воды выбрасывается из мелководной зоны и откладывается на континентальном склоне и в центральной части океана. Второй процесс локализуется в пелагических частях моря и состоит в распаде раковин фораминифер на слагающий их тонкозернистый кальцит. Дело в том, что тонкие известковые призмы, из которых состоят раковинки многих фораминифер, склеены при жизни организма органическим веществом — псевдохитином, представляющим собой альбумоид (белковое тело). К. Корренсу удалось искусственно кипячением фораминифер в 10%-ном растворе КОН в течение 10 часов на водяной бане, вызвать частичное разрушение органогенной структуры раковин. В природе распад раковин фораминифер происходит при гниении органического вещества, склеивающего кристаллы, особенно

же при прохождении фораминифер через пищеварительный канал илоедов и планктоноедов.

В. Шотт (Schott, 1935) показал, что бóльшая часть фораминифер (семейство Globigerinidae) в илах лишается многочисленных щетинок, свойственных раковинам при жизни; в донных танатоценозах не представлены некоторые формы, входящие в состав планктона. Сохраняются более толстостворчатые раковины, исчезают тонкостворчатые.

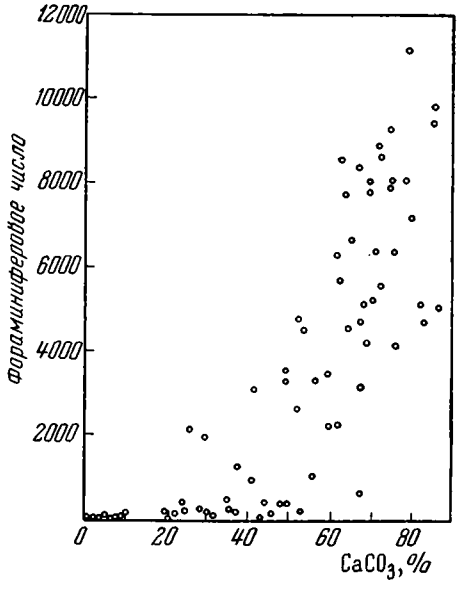
Тот факт, что в илах имеет место именно распад раковин, а не растворение раковинного материала, доказывается тем, что иловые воды окисных илов обладают не повышенным, а, наоборот, пониженным щелочным резервом. Это установлено, впрочем, лишь недавно О. В. Шишкиной (1955).

Все сказанное складывается в картину чисто биогенного накопления $CaCO_3$ в осадках пелагических частей океанов с последующим распадом биогенных форм карбоната и превращением его в пелитоморфную разность. Чисто хемогенная садка реализуется лишь в немногих пунктах океанов, в частности на Багамской отмели, где щелочной резерв наддонной воды поэтому понижен, а выпавший хемогенный арагонит имеет характерную для него форму иголочек.

Эта схема, в конце концов, повторяет и дополняет идеи Меррея и Ренара. Но она опирается теперь на физико-химические данные по равновесиям карбонатов в морской воде, на эксперименты по разрушению раковин фораминифер и на наблюдения над самим ходом разрушения в осадках.

Все это делает старую концепцию более доказательной и убедительной и вместе с тем начисто устраняет попытки некоторых геологов, например А. Гейма (Heim, 1924), возвратиться к концепции хемогенной седиментации порошкообразного $CaCO_3$ в пелагических илах.

При обработке материалов экспедиции «Метеора» В. Шотт (Schott, 1935) изучал распространение раковин фораминифер по разрезам колонок. Оказалось, что три вида фораминифер ведут себя своеобразно. *Globorotalia menardi*, весьма обычная в верхнем горизонте, в более глубоких слоях колонок исчезает, либо (в единичных случаях) сохраняется в ничтожных количествах, не свыше 0,2% от суммы всех видов. *Globigerina bulloides* и *Globigerina inflata*, напротив, как раз в этом нижнем горизонте встречаются чаще, чем в верхнем слое. В то же время общее число видов фораминифер и число их экземпляров в 1 *г* сухого ила в нижнем горизонте меньше, чем в верхнем, т. е. фауна фораминифер качественно и количественно бедна. Ниже горизонта без *Globorotalia menardi* в ряде наиболее длинных колонок обнаруживается горизонт, вновь содержащий эти фораминиферы, притом в количествах иногда бóльших, чем в верхнем слое. Одновременно *Globigerina bulloides* и *Gl. inflata* отступают на задний план, а фауна фораминифер становится более обильной видами и осо-



Фиг. 11. Связь известковистости океанических осадков Атлантического океана с форами нифероВым числом (по К. Корренсу)

бями. Мощности верхнего и среднего горизонтов варьируют от 10 до 40 *см*, редко больше; мощность нижнего — неизвестна.

На естественный вопрос, чем вызываются такие изменения в вертикальном распределении фораминифер, ответ дают биологический характер фораминифер и петрографический тип самих осадков. *Globorotalia menardi* является теплолюбивой формой, наиболее распространенной в тропической зоне океанов и исчезающей в высоких широтах его. *Globigerina bulloides* и *Globigerina inflata,* наоборот, живут в северных районах океана. В свете этих данных, отсутствие в среднем горизонте первого вида и большое развитие его антагонистов, очевидно, не случайно, но указывают на заметно пониженную температуру верхних слоев океанической воды под тропиками в эпоху отложения этого горизонта. Поскольку же за послеледниковое время под тропиками не заметно крупных ухудшений климата, приходится допускать, как это и делает В. Шотт, что горизонт с усиленным развитием *Globigerina bulloides* и *Globigerina inflata* относится ко времени последнего (вюрмского) оледенения. Общее понижение температуры поверхностных частей Земли на 4—7° С, имевшее место в то время, и вызвало перемены в составе фораминиферовой фауны, а также обусловило ее общее обеднение. Подстилающий нижний горизонт с более богатой фораминиферовой фауной и *Globorotalia menardi*, с этой точки зрения, должен быть отнесен к рисс-вюрмской межледниковой эпохе.

С толкованием среднего горизонта как осадков ледниковой эпохи хорошо согласуются и их литологические черты. В. Шотт обратил внимание, что в эпоху их образования глобигериновый ил в экваториальной части Атлантики был распространен гораздо меньше, чем теперь, а глинистые осадки — больше. Так, вдоль Африканского побережья глобигериновый ил вытесняется синей глиной (гемипелагической). В западной же части океана и кое-где в восточной его замещала глубоководная красная глина, которая тогда отлагалась на гораздо более высоких отметках дна, чем теперь. Глобигериновый ил уцелел лишь на ограниченной площади вдоль Срединного Атлантического хребта. Карбонатные пелагические фации в эпоху отложения среднего горизонта, таким образом, резко сократились, и даже сохранившиеся их площади отличаются повышенным содержанием глинистого материала.

Механизм изменений двоякий. Понижение температуры воды вызвало накопление CO_2 в ней, что понизило недосыщение глубинных вод $CaCO_3$ и содействовало его усиленному растворению, т. е. декарбонатизации илов. Обилие дождей под тропиками (где ледниковый период был плювиальным — дождливым) усилило разбавление карбонатного материала терригенным силикатным и также сказалось на декарбонатизации илов.

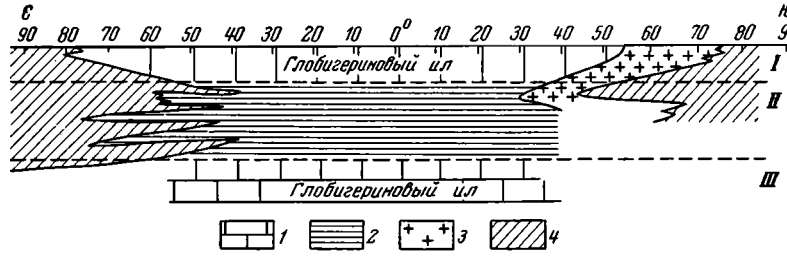
В связи с этим нельзя пройти мимо данных М. Брамлетта и В. Бредли (Bramlette, Breadly, 1940), обработавших колонки атлантических илов (длиной до 2,34 *м*), собранные на профиле от Ньюфаундлендской банки до побережья Ирландии. Верхний горизонт сложен здесь более или менее типичным глобигериновым илом с $CaCO_3$ и обильными фораминиферами и кокколитами; в нижней его части прослеживается более или менее ясно выраженный вулканогенный горизонт. Под глобигериновым илом залегает чередование прослоев алевритового ила с грубообломочными зернами диаметром от немногих миллиметров до 2 *см* и настоящего глобигеринового ила. В алевритовых прослойках зерна представлены преимущественно известняком, реже песчаниками, глинистыми сланцами разных типов, гнейсами. Они бедны $CaCO_3$, содержат бедную фауну фораминифер при отсутствии кокколитов. Общий комплекс фораминифер указывает, по Дж. Кешмэну, на более низкую температуру поверхностных вод, чем это наблюдается на данной широте

в настоящее время. По всем этим признакам можно считать, что алевритово-галечные горизонты представляют собой марино-гляциальное образование и связаны с деятельностью плавучих льдов, некогда заплывавших южнее, чем сейчас, и заносивших сюда вмерзший в лед крупнообломочный материал, как это наблюдается в области современных марино-гляциальных (ледниково-морских) осадков. Правильность такого толкования была доказана К. Пигготом и Д. Урри (Piggot, Urry, 1942). С помощью одной из модификаций радиоактивного метода они определили абсолютный возраст верхнего глобигеринового ила примерно в 15—16 тыс. лет, а нижележащих — в 45—50 тыс. лет. Из сопоставлений с абсолютной геохронологией четвертичного времени явствует, что верхний пласт глобигеринового ила точно отвечает послеледниковому времени, пласты же ледниково-морских отложений — вюрмскому оледенению. Последнее оказывается сложным; оно состояло из нескольких фаз более далекого продвижения льда к югу и фаз отступления его к северу.

Таким образом, экспедиция «Метеора» вместе с материалами Брамлетта и Бредли и еще более ранними данными Е. Филиппи позволила раскрыть последние страницы геологической истории Атлантического океана. Графически они могут быть выражены диаграммой (фиг. 12).

В этих работах для литологии важна еще и другая сторона дела: *определение абсолютной скорости осадконакопления в разных фациях атлантических илов.* Зная абсолютную продолжительность послеледникового времени и мощность послеледникового слоя, В. Шотт (Schott, 1935) выяснил, что в экваториальной части Атлантического океана синий ил накапливался со скоростью 1,78 *см*, глобигериновый ил — 1,20 *см*, глубоководная глина — 0,86 *см* за 1000 лет. В северной же части Атлантического океана, между Ньюфаундлендом и Ирландией, скорость накопления глобигеринового ила повышается до 1,5—10,0 *см* в 1000 лет, а терригенного синего ила у подножия Ньюфаундленда — даже до 30—50 *см*. Как мы знаем (см. ч. I), уже Меррей и Ренар догадывались об очень большой медленности осадконакопления в океанах, но не могли выразить ее в цифрах. Теперь, с середины 30-х годов, эти цифры стали появляться и подтвердили большую прозорливость в этом отношении авторов «Deep-sea deposits».

Добавим, что в работе К. Корренса впервые были составлены карты карбонатности осадков экваториальной части Атлантического океана и содержаний в них Fe, Ti, P_2O_5. Для трех последних компонентов карты получились достаточно пестрыми и сложными, и потому механизм накопления этих элементов остался не раскрытым.



Фиг. 12. История развития Атлантического океана по данным глубоководных экспедиций

I — послеледниковые осадки; *II* — осадки вюрмского оледенения; *III* — осадки рисс-вюрмской эпохи.
1 — глобигериновый ил; *2* — красная глубоководная глина; *3* — диатомовый ил; *4* — ледниково-морские отложения

4. Работа П. Траска о влиянии солености морской воды на содержание $CaCO_3$ в осадках

Наряду с подробным изучением одного из океанов — Атлантического — в зарубежной литературе появились и более широкие исследования, охватившие океаны в целом. Они были выполнены П. Траском. Одна из его работ касается влияния солености морской воды на содержание $CaCO_3$ в океанических осадках (Trask, 1937). Уже Меррей и Ренар знали, что механизм концентрирования $CaCO_3$ в океанических осадках очень сложен (см. ч. I) и в нем участвуют в качестве важнейших факторов: широта данного региона, его принадлежность к суровому климату приполярных областей, умеренному климату средних широт или жаркому климату тропиков; глубина, площадь и рельеф дна (ниже 4,5 *км* осадок делается бескарбонатным); наконец, большее или меньшее обилие известьвыделяющих организмов в планктоне и бентосе. Вопрос о возможном влиянии солености морской воды на накопление карбоната кальция Мерреем и Ренаром не обсуждался. Этот пробел и хотел восполнить П. Траск своей работой 1937 года. В основу работы была положена карта содержания $CaCO_3$ в осадке с очень грубыми градациями: <10, 10—50 и $>50\%$.

Изучение этой карты показало, что процентное содержание карбонатов в осадке нарастает от берегов океана к его центральным частям и здесь достигает в ряде мест высоких значений. Особенно наглядно видно это на примере Атлантического океана.

П. Траск, статистически обработавший данные по карбонатности, обратил внимание на то, что прибрежным (шельфовым и гемипелагическим) малокарбонатным илам отвечает часто (но не всегда) поверхностная вода с несколько пониженной соленостью — до 3,2—3,3‰. Поскольку понижение солености воды ведет к возрастанию растворимости $CaCO_3$ (5% на 1‰ солености), естественно, возникает мысль, что именно пониженная соленость поверхностных прибрежных вод является причиной малого содержания карбонатов в прибрежных осадках океанов. *Эта идея красной нитью проходит через всю работу П. Траска, является стержневой и главной мыслью его труда вообще.*

Однако при проверке ее автором этих строк (в 1951 г.) методом абсолютных масс на профилях «Метеора» через экваториальную часть Атлантического океана выяснилось, что идея П. Траска ошибочна. Главным фактором, контролирующим процентные содержания $CaCO_3$ на поперечных сечениях через Атлантический океан, является распределение обломочного материала, разбавляющего массы одновременно накопляющегося карбоната. В прибрежных зонах обломочного материала много — процент $CaCO_3$ низок, в пелагических зонах разбавление резко ослабевает — процент $CaCO_3$ растет. Этот механизм контролирует размещение процентных концентраций $CaCO_3$ не только в низких широтах (под тропиками), но и в более высоких, до полярного моря включительно. Недаром карбонатность осадков краевого Баренцева моря около 1% и ниже, а у илов на трассе первой дрейфующей станции «Северный полюс» достигает 8—9%.

Решающее значение именно обломочного материала в распределении процентных содержаний $CaCO_3$, в сущности, совершенно естественно. Ведь его абсолютные массы выше абсолютных масс разбавляемого вещества ($CaCO_3$). Понятно, что именно разнос разбавителя по дну моря и будет в первую очередь определять схему распределения процентного содержания карбонатов в осадке.

Из сказанного следует, что попытка П. Траска выдвинуть соленость морской воды в качестве фактора, контролирующего содержание $CaCO_3$ в осадках, не может быть признана удачной. Это — пример, когда пря-

молинейное применение статистики к решению проблем литологии приводит к установлению мнимых связей, уводящих мысль исследователя из области реального в область фантазии.

5. Работа П. Траска о распределении органического вещества в современных осадках

В 1932 г. вышла работа П. Траска «Источники и условия образования нефтеобразующих свит». Она выполнялась в течение пяти лет с 1 июля 1926 г. по 30 июня 1931 г. по программе Американского нефтяного института, субсидируемого Д. Рокфеллером. Так как нефтяные проблемы не разбираются в настоящей книге, можно было бы и не касаться этой работы П. Траска. Но дело в том, что монография Траска целиком основана на данных по современным отложениям, содержит большой материал по концентрациям органического вещества в разных водоемах и некоторые существенные обобщения, которые целиком относятся к теме данной работы. Поэтому мы остановимся кратко именно на указанной части ее, опуская другую часть, относящуюся к генезису нефти.

«Главным объектом этого исследования, — пишет П. Траск, — было изучение условий, при которых органическое вещество накапливается в современных осадках; поэтому было желательно добыть образцы из возможно более разнообразных обстановок отложения осадка» (Trask, 1932, стр. 10). При этом главное внимание было обращено все же на прибрежные отложения и осадки эпиконтинентальных морей и континентального склона. Большое число образцов было получено из Мерреевской коллекции (Англия) и из коллекции Национального музея США. Но некоторые районы были посещены самим П. Траском. Это прибрежные зоны по восточному и западному краям Северной Америки, Кубы, дельты Ориноко. По его просьбе и с помощью выбранных им аппаратов были собраны образцы у Индии, Филиппин, в разных местах Канадского архипелага и в Балтийском море. Всего было собрано около 2000 образцов из 1580 точек и 150 регионов, что, по мнению П. Траска, охватило практически все типы осадков в мировом масштабе.

Определение содержания органического вещества в осадках производилось П. Траском своеобразным путем. Вместо обычного способа — определять величину $C_{орг}$ — он определял азот, считая, что весь он входит в органическое вещество, что, конечно, было ошибочно, так как в илах присутствует аммиак, уже отщепленный от органики. Причина выбора такой методики заключалась в том, что точность аналитического определения $C_{орг}$, по мнению П. Траска, невелика: $\pm 0{,}2\%$; при низком содержании органического вещества в осадках это дает большую относительную ошибку. Точность определения азота гораздо выше, почему он и был выбран. Надо сказать, что в последующих работах по современным и древним отложениям эта методика П. Траска не употреблялась; органическое вещество учитывалось более прямым путем через $C_{орг}$.

Выбрав такой метод определения органического вещества, П. Траск, естественно, должен был найти корреляцию между величинами $C_{орг}$ и органическим азотом. Определение именно этой корреляции и является самым уязвимым местом во всей работе Траска, ибо отношения C/N колеблются очень сильно, и приходится пользоваться некоторыми усредненными величинами. Общая средняя арифметическая величина C/N составляет 8,4. Но у илов, богатых органическим веществом (т. е. содержащих $C_{орг}$ 2,8—4,2%), азотный коэффициент поднимается до 8,5; у осадков со средним содержанием органики ($C_{орг}$ 1,4—2,8) азотный коэф-

фициент уже 8,4; у осадков с малым количеством органики ($C_{орг}$ меньше 1,4%) азотный коэффициент 8,2.

Более поздними определениями отношений C/N в отложениях самых разнообразных водоемов и даже внутри одного и того же бассейна было, однако, доказано, что азотный коэффициент варьирует гораздо сильнее, чем у П. Траска, и принимать за основу цифры азота для пересчета на органическое вещество нельзя. Таким образом, выиграв в аналитической точности определения азота, П. Траск проиграл в возможности судить по ним о сумме органического вещества — промах весьма неприятный.

Однако, поскольку показателем суммы органического вещества у Траска все же остается азот, посмотрим, что дают 2000 его анализов для установления общих закономерностей распределения органического вещества в осадке. Содержание азота колеблется в современных морских отложениях от 0,01% в некоторых прибрежных песках до 0,56% в тонкозернистых илах. Уже это свидетельствует о наличии связи между содержанием органического вещества и гранулометрией осадка. Чтобы нагляднее выявить эту связь, были выполнены механические анализы 80 проб из осадков Калифорнийского моря (Channel Islands region) и сопоставлены с определениями $N_{орг}$ (табл. 23).

Таблица 23

Связь гранулометрии осадков с $N_{орг}$ в Калифорнийском море

Тип осадка	N в частях на 10 000 частей осадка		
	минимум	среднее	максимум
Пески	3	9	19
Алевриты (silts)	7	19	46
Илы (clays)	23	37	56

Как видим, содержание органического вещества отчетливо растет от песков к илам. «Илы (clays) в среднем содержат вдвое больше азота, чем алевриты (silts), а последние вдвое больше, чем пески. Вариации в содержании органического вещества внутри каждой группы обязаны главным образом различиям в их гранулометрии (in texture), так как алевритовые пески (silty sands) содержат примерно столько же органического вещества, сколько песчаные алевриты (sandy silts)» (Trask, 1932, стр. 77).

Так впервые была найдена закономерность, которая сейчас стала столь привычной, что кажется известной испокон веков. Интересно, что она была обнаружена при заведомо грубой и весьма приблизительной методике, что свидетельствует об очень ярком ее проявлении. Позже, когда для определения органического вещества стали пользоваться более прямой методикой (через $C_{орг}$), эта закономерность полностью сохранилась (Романкевич, 1968).

Так как $CaCO_3$ в осадках морей имеет биогенное происхождение, естественно, возникла мысль о возможной корреляции между ним и $N_{орг}$. Однако «коэффициент корреляции между $CaCO_3$ и $N_{орг}$ осадков всего $0{,}34 \pm 0{,}06$. Это указывает на слабую связь между ними и доказывает, что органическое вещество слабо зависит от карбонатности осадка. Примеры: обилие $CaCO_3$ в глобигериновом илу и крайняя скудность в нем органического вещества; богатство органическим веществом осадков залива Памлико и бедность им отложений дельты р. Ориноко, которые одновременно содержат мало $CaCO_3$; изобилие органического

вещества в осадках Калифорнийского моря и скудность в отложениях пролива Дэвиса, которые также содержат около 10% $CaCO_3$. Но в некоторых регионах содержание органического вещества меняется одновременно с содержанием $CaCO_3$. Эти соотношения говорят о слабой корреляции в осадках в целом. В Channel Islands region органическое вещество в осадках в общем (roughly) изменяется вместе с $CaCO_3$. Эта связь обязана главным образом наличию фораминифер» (Trask, 1932, стр. 108).

Интересно распределение органического вещества на площади океанов и морей. «Содержание органического вещества в осадках пелагической части океанов очень низкое. В типичных пелагических отложениях азот колеблется от 2 до 13×10^{-4}, что соответствует 0,3 и 1,8% органического вещества. Осадки северных частей океанов содержат больше органики, чем южных. Среднее количество азота в отложениях северной части Тихого и Атлантического океанов соответственно 8 и 6×10^{-4}; в южных частях — 3 и 4×10^{-4}. Сравнение показывает также, что осадки северной части Тихого океана богаче азотом, чем осадки севера Атлантического океана, но отложения Южной Атлантики содержат больше органического вещества, чем отложения южной части Тихого океана. По немногим доступным образцам получается, что отложения Индийского океана содержат азота около 5×10^{-4}, а осадки полосы диатомового ила Антарктики — 11×10^{-4} частей... Малое количество органического вещества (в пелагических отложениях океанов. — *Н. С.*) свидетельствует, что скорость отложения здесь очень мала (slow). Карты Геншеля (Hentshel) по вертикальному распределению планктона в Южной Атлантике показывают, что количество его уменьшается от поверхности воды вниз и очень мало вблизи дна океанов. Такое же уменьшение, вероятно, имеет место и в других срединно-океанических ареалах» (там же, стр. 117).

«Содержания органического вещества глубоководной красной глины и глобигеринового ила очень близки. В Тихом океане и в южной части Атлантического красные глины содержат слегка больше азота, чем глобигериновые илы, но в северной части Атлантики глобигериновые илы несколько богаче азотом, чем красные глины. Диатомовые илы Антарктики содержат в два раза больше органического вещества, чем глобигериновые илы Атлантики и Тихого океана, в среднем достигая $6—11\times10^{-4}$ частей. Но красные глины северной части Тихого океана содержат 8×10^{-4} азота и приблизительно столь же богаты органикой, как и диатомовые отложения Антарктики» (там же, стр. 118).

«Прибрежные отложения содержат много больше органического вещества, чем осадки пелагические. Количество азота в тонкозернистых прибрежных отложениях колеблется от 6×10^{-4} частей в проливе Дэвиса до 56×10^{-4} в образцах Калифорнийского моря. Температура (в данном случае) не играет решающей роли, так как богатые и бедные (азотом. — *Н. С.*) отложения встречаются в тропической, умеренной и арктической зонах. Рельеф морского дна сильно сказывается на накоплении органического вещества; содержание его на подводных хребтах и более крутых, чем соседние, склонах относительно мало, а в котловинах и закрытых участках относительно велико...

...От берега в открытое море количество органического вещества осадков остается более или менее постоянным на протяжении 100 миль (183 *км*), между 100 и 500 милями оно быстро уменьшается и с расстояния 500 миль падает до незначительных количеств в срединно-океанических регионах. Это иллюстрируется профилями к западу от Калифорнии и Вашингтонского побережья и к югу от Алеутских островов. Поднятия вроде тех, какие имеются у побережья Перу и Панамского залива, вызывают обогащение осадков органическим веществом внутри

500-мильной зоны, но все образцы, взятые на 1000-мильном расстоянии от берега, содержат очень мало органического вещества и являются типично пелагическими» (там же, стр. 118, 119).

«В общем же содержание органического вещества изменяется параллельно изменениям планктона в поверхностной зоне воды. Оно мало́ в пелагических отложениях и высоко́ в прибрежных. Даже самые бедные (азотом. — *Н. С.*) тонкозернистые прибрежные отложения содержат столько же органического вещества, сколько самые богатые им пелагические осадки. Но в прибрежных осадках количество органического вещества сильно варьирует в различных участках мира. Его относительно много в прибрежной зоне Тихого океана и мало в прибрежье Атлантики, исключая окрестности Багамской отмели, западное побережье Центральной Африки, о. Св. Георгия и Антарктику. Как уже указывалось, такое распределение сходно с распределением планктона» (там же, стр. 115).

«Поднятия глубинных вод, богатых питательными веществами для планктона, являются наиболее важным фактором, контролирующим генерацию органического вещества. Эти поднятия встречаются главным образом у побережий и вызываются действием сгонных ветров» (там же).

Итак, *распределение планктона в поверхностной зоне воды и рельеф дна прибрежной зоны* — вот два фактора, контролирующие содержание органического вещества в поверхностной пленке современных океанических и морских отложений. Влияние газового режима наддонной воды на накопление органического вещества в осадках не обсуждается. Рассматривая работу П. Траска в историческом аспекте, нужно сказать, что основные выводы его впоследствии в общем подтвердились, хотя реальная картина распределения органического вещества оказалась сложнее. Весьма плодотворным методически было сопоставление содержаний органического вещества с гранулометрическим составом осадка. Этот прием впоследствии широко вошел в литературу, в частности советскую, и помог раскрыть ряд фундаментальных закономерностей.

Связь содержаний органического вещества с гранулометрией осадка невольно привела П. Траска к исследованию факторов, определяющих саму гранулометрию.

В этой области ему принадлежит введение некоторых показателей: медианный диаметр, коэффициент сортировки, коэффициент асимметрии (косины) осадка. С помощью этих трех цифр гранулометрия осадка характеризуется нагляднее, чем многими громоздкими первичными цифрами гранулометрических анализов. Вместе с тем П. Траск пытался связать гранулометрический характер осадка с рельефом дна и гидродинамическим режимом.

«Подобно органическому веществу, — пишет П. Траск, — механический состав осадков (texture) изменяется в связи с подводной топографией. Осадки на подводных хребтах более грубозернисты, чем в прилежащих депрессиях. За исключением прибрежной зоны и мелководья, эти соотношения не зависят от глубины бассейна. Степень крутизны склона и выраженность рельефа (the degree of relief) оказывают решающее влияние. Если осадки плохо сортированы и имеют большой положительный или отрицательный логарифм асимметрии, это указывает, что движение воды (that moving water) действует на отложение частиц. Тонкозернистые осадки, накопляющиеся в спокойной воде, хорошо сортированы и имеют симметричное распределение» (Trask, 1932, стр. 78). Часть этих выводов, полученных на ограниченном материале, впоследствии подтвердилась — например, связь с рельефом. Но другая часть, имеющая у П. Траска характер скорее дедуктивных утверждений, чем эмпирических закономерностей, — связь сортировки и коэффициента симметрии, — оказалась ошибочной, ибо реальные соотношения здесь го-

раздо сложнее, чем представлялись П. Траску. Но это не уменьшает заслуги его как пионера в данной области.

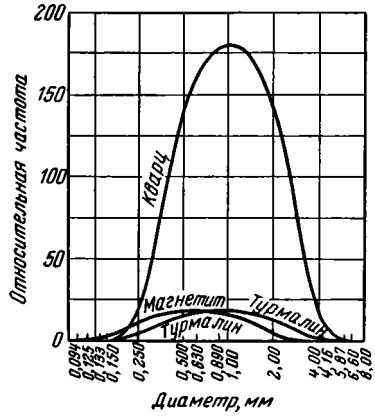
Что касается роли гидродинамического режима в формировании осадков, то П. Траском было высказано, правда в очень общей и чисто теоретической форме, несколько идей, близких к той схеме формирования гранулометрии в бассейне в целом, какая была позже развита автором этих строк (Страхов и др., 1954).

6. О распределении терригенных минералов в гранулометрическом спектре осадков

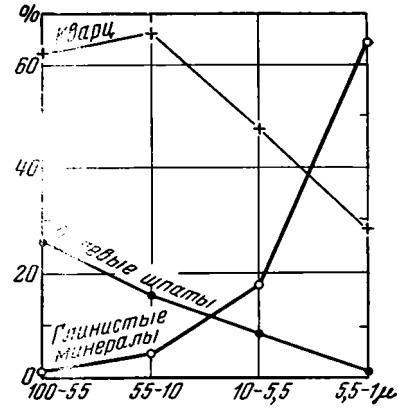
Установление связи органического вещества с гранулометрией осадка произвело большое впечатление на литологов, занимавшихся современными морскими отложениями. Появилась серия работ, в которых авторы пытались связать с гранулометрией ряд других компонентов осадка, прежде всего распределение терригенных минералов.

В. Рубей (Rubey, 1933) путем несложного расчета показал, что чем бóльшим удельным весом обладает минерал, тем меньше размер частиц, имеющих ту же скорость падения, что и скорость кварцевых зерен. В переводе на гранулометрический язык это означает, что если мы имеем какую-то кривую распределения зерен кварца (уд. вес 2,66) различной размерности с максимумом при 1 *мм* (диаметр), то у кривых турмалина (уд. вес 3,09) максимум будет сдвинут на 0,89 *мм*, а у магнетита (уд. вес 5,18) — даже на 0,63 *мм* (фиг. 13). Эта теоретически обоснованная В. Рубеем закономерность нередко с большой ясностью проявляется в природе. Так, К. Синдовский (Sindowski, 1939), изучив около 100 образцов морских песков, нашел, что турмалин, гранат, ставролит, кианит, андалузит, силлиманит и титанит, т. е. минералы с удельным весом меньше 4,0, сконцентрированы в тонких песках (0,2—0,1 *мм*), в то время как циркон и рутил с удельным весом более 4,0 преобладают в крупных алевритах (0,1—0,05 *мм*). В песках, резко обогащенных тяжелой фракцией, гранат отчетливо концентрировался в размерностях 0,5—0,2 *мм*, только случайно переходя в размерность 0,2—0,1 *мм*, рудные же минералы (уд. вес более 5,0) преобладали в алевритовой фракции. Аналогичный случай тяготения более тяжелых минералов к мелким гранулометрическим фракциям обнаружил Дж. Мартенс (Martens, 1935) при исследовании песков Флоридского побережья США. Здесь встречаются как обычные светлые пески с небольшим содержанием тяжелой фракции (менее 2%), так и темные пески, резко обогащенные тяжелыми минералами, причем последние образуют прослойки среди первых. «Изучая участок побережья от Чарлстона до Дейтона-Бич, — пишет Мартенс, — и опуская высокоизвестковистые пески, можно установить, что средний диаметр семи светлых кварцевых песков равен в среднем 0,191 *мм*, в то время как средний диаметр шести песков, содержащих свыше 50% тяжелых минералов, в среднем составляет 0,123 *мм*. Наиболее грубые из шести тяжелых песков тоньше, чем самые тонкие из четырех кварцевых песков» (Martens, 1935, стр. 1572).

Но все эти закономерности проявляются только при хорошей сортированности песков. При плохой гранулометрической сортировке один и тот же минерал распределяется между гораздо бóльшим числом фракций, чем при хорошей; кривые распределения минералов в гранулометрическом спектре становятся менее резко выраженными. Таким образом, разная степень гранулометрической сортировки одного и того же исходного минералогического комплекса приводит к разным гранулометрическим профилям распределения обломочных минералов (Rubey, 1933).



Фиг. 13. Распределение тяжелых минералов в гранулометрическом спектре терригенных частиц (по Рубею, 1933)



Фиг. 14. Связь между гранулометрией осадка и составом обломочных минералов (по C. Correns, 1935)

Весьма яркая связь между гранулометрическим спектром и содержанием разных минералов была обнаружена К. Корренсом и в глубоководных отложениях Атлантики (фиг. 14).

Обращаться к гранулометрическому составу осадков как методу изучения закономерностей распределения разных компонентов стали позже при определении отдельных химических элементов (Fe, Mn, P, малых элементов), особенно в советской литологии, что дало весьма интересные и важные результаты. Но об этом позже. Пока же отметим, что с методической стороны работа П. Траска об органическом веществе оказалась весьма важной в истории развития литогенетических идей и не только 30-х годов, но и последующих времен.

7. Изучение озерных осадков

Новым в зарубежной науке 20—30-х годов, изучавшей современные осадки, было обращение к осадкам пресноводных озер гумидного климата. Оно диктовалось главным образом гидробиологическими задачами, а отчасти и геологическими, поскольку озера Балтийского и Канадского щитов нередко были железорудными, а других мест — сапропелевыми.

Гидробиологическими и гидрологическими работами, главным образом немецких ученых, частью шведов, американцев было быстро установлено, что водной массе озер свойственны характерные гидрологические и гидрохимические циклы. Зимой вода подо льдом застаивается и нижние горизонты ее в большей или меньшей степени лишаются кислорода; некоторые озера в целом не содержат его; возникает замор рыбы. Это период зимней стагнации. Весной, после исчезновения ледового покрова, под влиянием ветров начинается оживленная циркуляция воды; она вентилируется и на всем вертикальном разрезе богата кислородом. Летом, благодаря сильному нагреву верхних горизонтов воды и понижению их удельного веса, вертикальная циркуляция вновь сокращается, и у некоторых озер придонные слои опять лишаются кислорода (летняя стагнация). Осенью, при охлаждении верхних слоев, ветровая циркуляция восстанавливается и озерная вода вновь хорошо вентилируется на всем вертикальном разрезе. Затем наступает зимняя стагнация, и цикл повторяется.

Интенсивность проявления этого гидрологического и гидрохимического режима в сильной степени зависит от трофности озер, т. е. обилия в его воде жизни.

У больших, а часто и у малых озер с относительно бедной жизнью (олиготрофность) годичная гидрохимическая цикличность слабо отражается на содержании кислорода в воде. Одновременно в этих озерах накапливаются обычные песчано-глинистые безызвестковые отложения, иногда с большей или меньшей примесью раковин диатомовых (диатомовые илы). С возрастанием богатства жизни в наддонной воде увеличивается резкость годичных циклов, и одновременно отложения становятся богатыми органическим веществом; это — мезотрофные озера. У политрофных озер с очень богатой жизнью в наддонной воде выраженность гидрохимических циклов в жизни озера достигает максимума, озерные же осадки становятся сапропелевыми. Это обычно небольшие озера и озерки. В дальнейшем они зарастают и постепенно превращаются в торфяники (Г. Потонье). Причины, вызывающие переход олиготрофных озер в политрофные, в 20—30-х годах остались до конца не выясненными, но самый факт наличия разных по трофности озер был установлен твердо. Особую группу образуют ацидитрофные озера с очень кислой водой, питающиеся болотными водами, содержащими серную кислоту.

Литологическое изучение озерных отложений за рубежом в 20—30-х годах проводилось самими гидробиологами с применением обычного биологического микроскопа и касалось главным образом озер, более богатых органическим веществом. Применяемая методика и терминология (гиттия, дью и др.) были весьма далеки от петрографической, и потому эти описания осадков представляют сейчас только исторический интерес. Для познания озерной седиментации они, по существу, ничего не дали. Результаты их были сведены в 1927 г. Лундквистом.

Более интересны наблюдения над железорудными озерами Балтийского щита и других мест. Эти озера всегда пресноводны, обычно олиготрофны или мезотрофны. Озерные руды располагаются лентообразно или пятнами недалеко от берега, на ограниченных глубинах — 1,5—3,5 *м*; более мелководные и более глубоководные участки безрудны. Руда имеет конкреционную структуру, иногда корковую или представляет собой охру.

Факторы, контролирующие рудообразование, остались неустановленными (Э. Науманн, В. Аарнио, Г. Лундквист). Спорными были и утверждения о бактериальном генезисе руд (см. гл. VIII).

Ю. Пиа (Pia, 1933а, б) было замечено, что озера с мягкой водой, содержащей очень мало $CaCO_3$, обладают безызвестковыми осадками. Но по мере того как жесткость воды возрастает, в осадках появляется карбонат кальция. Интенсивные накопления его — всегда биогенные — получили название озерного мела или мергеля. Характерной чертой озерного мела является его приуроченность к самой мелководной зоне озера. С углублением дна $CaCO_3$ из осадка исчезает. Сами же озера с жесткой водой приурочены либо к участкам, где на водоразделе развиты известковые породы или морена, богатая известью, либо же локализуются по южной периферии северной умеренной зоны, где климат становится более сухим. Это повышает минерализацию озерной воды и способствует насыщению ее $CaCO_3$ и потому сохранению его в осадке. Крупные озера Известковых Альп (например, Боденское) обладают некоторой известковистостью и в профундальных отложениях, но в прибрежных зонах она все же гораздо выше. Этот тип распределения $CaCO_3$ был назван автором настоящей работы в 1951 г. гумидным озерным. Он резко отличается как от морского, так и от аридного озерного. Но в 20—30-х годах его специфика среди других типов еще не была понята.

Резюмируя, можно констатировать, что, несмотря на появление в 20—30-х годах нескольких интересных и важных работ, общие представления о морской седиментации в зарубежной литологии остались, по существу, такими же, какими они сложились на предыдущем этапе. Были уточнены многие детали, стали привлекать физико-химические данные, обращать внимание на гидродинамику бассейна, но все это пока дало лишь подтверждение уже разработанных Мерреем и Ренаром (и последующими исследователями) схем. Радикального сдвига в общей трактовке осадочного процесса в морских бассейнах не произошло. Что касается озерного осадкообразования, то изучение его было в самом зачатке. Общей теории современного осадкообразования в целом еще не было, и о ней за рубежом даже не думали, довольствуясь описанием частных бассейнов.

глава II

СОВЕТСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ в 20—30-е ГОДЫ

В 20—30-х годах изучение современных отложений в СССР, как и раньше, ограничивалось только отечественными краевыми и внутриконтинентальными морями и озерами, без выхода в океаны. Увеличилось лишь число объектов и стали более детальными и углубленными сами исследования как по задачам, так и методически. Но если в конце XIX—начале XX в. русские исследования только дополняли зарубежные, так как проводились на объектах, отсутствовавших за рубежом, то в 20—30-х годах работа шла, так сказать, на параллельных курсах, проводилась во многом общими методами, преследовала общие задачи. В то же время начали постепенно возникать элементы нового сравнительно-литологического подхода к современному осадконакоплению, которые затем будут усиленно культивироваться и проявят себя лишь в следующем этапе, охватывающем период с 1945 г. по настоящее время.

Изучение современных осадков велось в 20—30-х годах в разных учреждениях, но больше всего, конечно, в Морском плавучем институте, позже переименованном в Государственный океанографический институт (ГОИН), а также во Всесоюзном научном институте рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО). После смерти Я. В. Самойлова руководителем этих работ стала М. В. Кленова, которая и была на протяжении 20—30-х годов ведущей фигурой в изучении морских осадков. С характеристики работ ее и руководимой ею группы мы и начнем.

1. Работы М. В. Кленовой и ее группы по осадкам северных морей

Лаборатория геологии моря, руководимая М. В. Кленовой, была создана в 1930 г. в ГОИН, возникшем на базе Морского плавучего института. В 1933 г. лаборатория перешла во ВНИРО, где и существовала до 1941 г., когда была переведена в систему Гидрометеорологической службы (ГУГМС) — в Государственный океанографический институт.

Сущность исследований, проведенных лабораторией геологии моря в 20—30-х годах, сформулирована самой М. В. Кленовой следующим образом.

«В работах лаборатории моря ГОИНа ... особое внимание было уделено стандартизации методов сбора и исследования, установлению единой номенклатуры с целью получения сравнимых данных. Этим вопросам были посвящены работы первой пятилетки (1928—1932 гг.). В последующие годы (1933—1937 гг.) в связи с нуждами механизирован-

ного рыбопромыслового и военно-морского флота главное внимание было уделено грунтовой съемке и составлению грунтовых карт. В лаборатории ... были составлены грунтовые карты для Баренцева, Белого, Каспийского и других морей с применением единой стандартной методики как сбора, так и обработки материала. Это позволяет сравнивать данные между собой как по отдельным морям, так и по отдельным типам осадков.

Помимо сборов грунтовой съемки, в лаборатории были исследованы пробы, собранные станцией «Северный полюс» и дрейфующей экспедицией на ледокольном пароходе «Седов», а также материалы литолого-морфологической съемки дельты Волги, собранные экспедицией Главрыбвода по аэрофотосъемке дельты Волги (1936—1940 гг.). Начатые работы по углубленному химико-литологическому исследованию осадков и отражению в них физико-географических условий осадкообразования были прерваны войной. Во время Отечественной войны лаборатория продолжала составление грунтовых карт» (Кленова, 1948, стр. 10, 11).

К сожалению, публикация результатов работ в 20—30-е годы происходила лишь в виде чрезвычайно кратких статей М. В. Кленовой, иногда с сотрудниками. Поэтому составить цельное представление о сумме сделанного в 20—30-х годах по опубликованным материалам трудно. Но некоторые существенные моменты все же и в этом материале могут быть уловлены.

Прежде всего — характерный подход к изучению самого осадка. М. В. Кленова работала в институтах рыбохозяйственного и гидрометеорологического профиля, в программе которых исследования гидрологии и гидродинамики моря играли видную роль. Естественно, и в работах по осадкам ею выдвигалась на первый план связь осадков с гидрологией и гидродинамикой моря. Это была основная установка, очень близкая к той, какую мы видели у П. Траска в монографии о распределении органического вещества, но найденная независимо от американского ученого.

Так как гидродинамика моря отражается прежде всего в гранулометрии, то, естественно, гранулометрия в работах М. В. Кленовой всегда была центральной проблемой исследования осадка, ей в конечном счете подчинялось все. В частности, в основу классификации осадков был положен их механический состав, а в последнем решающая роль была отведена фракции меньше 0,01 *мм*, ибо она, по мнению М. В. Кленовой, была наиболее чувствительна ко всем изменениям гидродинамического режима.

В самой же классификации различались пять типов осадков:

1. *Песок*, где	пелитовой	фракции	0—5 %
2. *Илистый песок*	»	»	5—10 »
3. *Песчанистый ил*	»	»	10—30 »
4. *Ил*	»	»	30—50 »
5. *Глинистый ил*	»	»	>50 »

Грунтовые карты, составленные М. В. Кленовой для Баренцева, Карского и других бассейнов, показывали распространение каждого из этих пяти типов осадков. Впоследствии, в ее более поздних работах (1948, 1960) наличие в осадках гальки, гравия, голого дна (плита) или каких-либо специфических организмов дополнительно отмечалось условными знаками, наложенными на фон осадка. Эти знаки указывали как бы особое, новое качество каждого из пяти типов осадков, не отражая, однако, его количественного развития.

В 1940 г. в Докладах АН СССР была опубликована статья М. В. Кленовой «Осадки Баренцева моря», в которой кратко резюмируются итоги ее многолетнего исследования этого бассейна.

Прежде всего, дается характеристика среднего механического состава выделенных пяти типов осадков (табл. 24).

Таблица 24

Средний механический состав (в %) осадков Баренцева моря

Тип осадка	Фракция, *мм*			
	1,0—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
Песок (среднее из 49 анализов)	39,94	52,30	5,26	2,83
Илистый песок (57 анализов)	23,10	59,52	10,39	7,48
Песчанистый ил (152 анализа)	10,99	49,67	20,39	19,33
Ил (97 анализов)	4,51	31,78	26,21	38,36
Глинистый ил (8 анализов)	3,12	22,50	18,75	55,93

«Наибольшим распространением в Баренцевом море пользуется песчаный ил, занимающий около 44% площади. Склоны — прибрежные и подводные — покрыты песком (15%) или илистым песком (12%). Пески располагаются примерно до глубин 100 *м*, спускаясь ниже у относительно крутых склонов Мурманского берега. Илистые пески обнаружены и на бóльших глубинах — свыше 200 *м* на склонах, к которым прижимаются основные струи течения, например на Мурманской и Шпицбергенской банках. Дно Центральной впадины покрыто илом, характеризующим медленные движения воды. Наиболее затишные зоны расположены в северо-западной и северной частях моря, где тектонические процессы, поведшие к разломам древнетретичной суши (Земля Франца Иосифа, Шпицберген), создали сложный рельеф с системой замкнутых котловин. Здесь находятся участки глинистого ила, составляющие около 1% общей площади Баренцева моря» (Кленова, 1940а, стр. 805, 807).

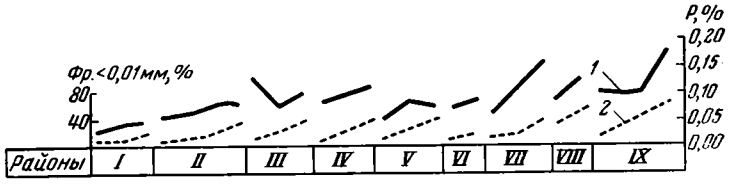
«Из числа собранных проб было отобрано несколько образцов, имеющих механический состав, тождественный с вычисленными средними данными для типичных грунтов, и подвергнуты химическому анализу. Они дали постепенное закономерное изменение главных окислов по мере измельчения материала (табл. 25).

Таблица 25

Химический состав (в %) типичных осадков Баренцева моря

Компонент	Ст. 782, песок	Ст. 777, илистый песок	Ст. 1247, песчанистый ил	Ст. К$^{122}/_{22}$, глинистый ил
SiO_2	84,21	79,88	70,34	58,21
TiO_2	0,29	0,26	—	—
Al_2O_3	7,00	8,78	12,99	19,78
Fe_2O_3	1,32	2,16	3,84	4,97
CaO	2,43	2,76	1,54	1,76
MgO	0,78	0,55	2,24	2,62
SO_3	—	—	0,68	—
Потеря при прокаливании	2,66	3,18	4,61	8,11
Сумма	98,69	97,57	96,24	95,45
H_2O (гигр.)	0,65	0,95	2,55	3,67

Убывание кремнезема, возрастание полуторных окислов и потери при прокаливании с измельчением материала объясняются увеличением содержания глинистых частиц. Резкий скачок MgO может быть объяснен поглощением магния из морской воды коллоидными частицами грунта. Повышение CaO в песках обусловлено присутствием обломков скелетов животных, накапливающихся преимущественно в крупнозернистых осадках. Законченные в настоящее время работы по распределению углерода и азота, марганца, фосфора показывают, что для распределения в осадке химических элементов механический состав играет решающую роль. Правильную интерпретацию данных химического анализа мы можем иметь, только учитывая механический состав осадка» (там же, стр. 805). Это утверждение повторяется и в другой работе М. В. Кленовой того же года: «Сопоставление количества мелкой фракции с химическими данными, например по содержанию углерода, азота, фосфора, хлорофилла и пр., показало, что механический состав осадка, в частности количество пелита, т. е. фракции <0,01 *мм*, обусловливает собой в большой мере распределение ряда химических элементов. *Однако сущность этой несомненной связи пока для нас не вполне и не везде ясна*» (курсив мой. — *Н. С.*)



Фиг. 15. Связь содержания фосфора с количеством в осадке пелитовой фракции в Баренцевом море (по М. В. Кленовой, 1940а)

Содержание (в %): *1* — P; *2* — содержание фракции < 0,01 *мм*

(Кленова, 1940б, стр. 33). Насколько действительно был неясен для М. В. Кленовой механизм распределения элементов в осадках Баренцева моря, видно на примере фосфора. Из фиг. 15 явствует, как будто, что изменение содержания фосфора в разных регионах моря идет параллельно изменению пелитовой фракции. «В районах, богатых фосфором, ... измельчение материала ведет за собой увеличение содержания фосфора. В прочих участках количество фосфора иногда повышается с увеличением крупности зерна... Из числа гидрологических факторов наилучшее совпадение распределение фосфора дает с динамикой вод..., при прочих равных условиях фосфор концентрируется в халистатических зонах, т. е. в участках круговых движений воды, а, как известно, именно в этих участках наблюдается минимальное развитие донной и планктонной жизни» (Кленова, Будянская, 1940, стр. 84, 85), что не увязывается с биогенной природой фосфора как элемента. Привлекались к объяснению и влияние полуторных окислов железа и возможность химического осаждения фосфора из воды (по А. В. Казакову), пути проникновения атлантических вод в Баренцево море и другие факторы. К сожалению, это не внесло должной ясности в вопрос. Окончательный вывод звучит так: «Сравнивая распределение фосфора с физико-географическими условиями седиментации — глубиной, механическим составом осадка, его цветом, температурой и соленостью придонной воды, содержанием в ней фосфора и других элементов, с газовым режимом, распределением биомассы бентоса, с гидродинамическими условиями и пр., — мы убедились, что прямая и непосредственная связь между накоплением фосфора и воздействием одного какого-либо фактора отсутствует. Жизнь каждого водоема, а особенно такого сложного по рельефу дна, как Баренцево море, представляет

собою тесное сплетение — единство самых разнообразных, часто противоречивых факторов. Исследуя течение какого-либо процесса в море, мы должны прежде всего найти общий ход этого процесса, общие тенденции живой, движущейся противоречивой динамики, и только на основе этих тенденций можно вывести те или иные закономерности» (там же, стр. 83). Но как раз этого-то решающего звена, основы процесса, М. В. Кленовой найти так и не удалось.

То же в работе по марганцу, поэтому мы не будем разбирать ее. Что касается статьи по Карскому морю, то составленную М. В. Кленовой грунтовую карту она использует только для гидрологических целей. «На основе этих, а также многочисленных других ... совпадений (осадка и гидрологических данных. —*Н. С.*), можно заключить, что батилитологические карты дают возможность контролировать гидрологические данные, а также предсказывать вероятное положение гидрологических элементов, в том числе и льдов со значительной степенью точности» (Кленова, 1936, стр. 186).

Я не останавливаюсь здесь на изложении работ Т. И. Горшковой и других сотрудников М. В. Кленовой, работавших с ней одни дольше, другие — меньше, ибо их установки были те же самые и результаты близкие.

Оценивая всю совокупность сделанного в 20—30-е годы по северным морям, нужно сказать, что была проделана большая и в некоторых отношениях, например для гидрографии, рыбного промысла, полезная работа. Но для познания осадочного процесса и осадочного породообразования, т. е. для развития литологических идей, она дала, к сожалению, меньше, чем могла бы, из-за методических недостатков исследования. Поскольку эти недостатки сохраняются М. В. Кленовой и до сих пор, несмотря на их неоднократную критику, я должен вкратце коснуться их.

Прежде всего о классификации осадков. М. В. Кленова, как мы знаем, кладет в основу ее гранулометрию осадков, ибо она лучше всего отражает гидродинамику бассейна. Но реальные отложения генетически связаны не только с гидродинамикой водоемов. Осадки, по удачному выражению Л. А. Зенкевича, — это «трудовая книжка» водоемов, в которой записана вся их «трудовая деятельность»: процессы механического разноса и отложения вещества, процессы химической его садки, биологическая деятельность и пр. Осадки имеют такие черты, которые никак нельзя свести к гидродинамике. Таков, например, химический состав осадка. Можно подобрать из разных бассейнов довольно близкие, почти тождественные гранулометрические осадки, которые в одном случае будут чисто терригенными (глинистые илы Баренцева моря); в другом — сильно карбонатными (пелиты Черного моря), но с содержанием в качестве карбоната лишь кальцита; в третьем — сильно карбонатными, но с очень большим содержанием доломита (пелиты Балхаша); наконец, в четвертом случае они будут содержать не карбонаты, а много аутигенного кремнезема (пелиты Байкала). В океанах же на разных площадях можно встретить представителей всех перечисленных разновидностей пелитов. Гранулометрически все они — представители одной группы и, значит, говорят об одинаковом типе гидродинамического режима в придонной части водоемов. Но по вещественному составу и генезису названные осадки столь различны, что ни один литолог не согласится объединить их в одну группу: *это—разнотипные отложения, отражающие различия физико-химических свойств воды и различия химических и биологических процессов осаждения вещества, происходящих в разных бассейнах или даже в разных частях одного и того же бассейна.* Стало быть, приемлемая для литологов классификация осадков должна быть основана на *комплексе признаков* — гранулометрии, вещественном составе осадков и генезисе их компонентов, ибо только таким образом мы сможем отразить в типизации осадков реаль-

ные связи их с физико-химической и физико-географической обстановкой их отложения, понять осадки как результат этой обстановки. Надо сказать, что в общей форме необходимость комплексного подхода к классификации осадков была осознана давно — Мерреем и Ренаром еще в 1891 г., когда они опубликовали описание океанских отложений, собранных на «Челленджере». Эту комплексность подхода пропагандировал Я. В. Самойлов в программной статье, рассмотренной во введении к этой книге; ее практически приняли А. Д. Архангельский и сторонники его направления. М. В. Кленовой же казалось, что, отойдя от комплексного принципа классификации и составив карты осадков бассейнов, в том числе и Атлантического океана, по гранулометрическому принципу, она сделала шаг вперед по сравнению, например, с картами Меррея. «Карта грунтов, составленная на основе динамической классификации, гораздо богаче содержанием, чем карты Меррея» (Кленова, 1948, стр. 164). Однако это не так, и дальнейшее развитие картографии морских отложений пошло не по этому пути.

Неприемлемым представляется и предложение М. В. Кленовой взять в качестве основы для гранулометрической классификации терригенных осадков содержание пелитовой фракции. Количество этой фракции у песков, илистых песков и песчаных илов столь мало, что в этом признаке не выражается истинный петрографический облик (тип) осадков. Действительно, при содержании пелитовой фракции меньше 5% одни осадки оказываются по медианным диаметрам частиц (или даже по преобладающей фракции) настоящими песками, другие — крупными алевритами, третьи (редко) — мелкими алевритами. Под одной «шапкой» песков здесь объединены самые разнообразные и макроскопически хорошо различимые осадки. В группе «илистых песков» также встречаются и илистые пески, и крупные алевриты, и, нередко, мелкие алевриты. В группе песчаных илов присутствуют в одних случаях крупные, в других — мелкие алевриты. Все это указывает на то, что выделение типов терригенных осадков по содержанию только одной (пелитовой) фракции заведомо неверно и не может поддерживаться. Любопытно, с этой точки зрения, что в Баренцевом море, например, по среднему механическому составу пески в действительности оказываются крупными сильно песчаными алевритами; илистые пески — тоже крупными песчаными алевритами, но с меньшей песчанистостью; песчанистые илы — крупными алевритами, но глинистыми. Илы — это мелкоалевритовые илы, и лишь глинистые илы являются собственно пелитами.

Таким образом, если перевести карты осадков Баренцева и Карского морей на «общелитологический язык», то они будут выглядеть существенно иначе, чем у М. В. Кленовой, и, вероятно, связь их с рельефом дна и гидродинамикой станет более отчетливой. Да и общая «литологическая физиономия» осадков станет другой.

Ошибочным методическим приемом является применение М. В. Кленовой 10%-ной солянокислой вытяжки (по Гедройцу) для исследования распределения химических компонентов на площади дна.

Идейным обоснованием приема является допущение, что эта вытяжка извлекает наиболее подвижную часть окислов (или элементов), входящих в состав ила. Однако при ближайшем рассмотрении это обоснование не подтверждается. В самом деле, солянокислая вытяжка при кипячении разрушает все карбонаты и одновременно часть магнийсодержащих силикатов, так что минералогически истолковать данные по MgO и CaO из солянокислой вытяжки невозможно. Среди железистых минералов 10%-ная солянокислая вытяжка разрушает бóльшую часть окислов железа, сидерит, лептохлорит, частично и глинистые минералы (разные — в разной степени), но не разрушает пирита; опять-таки убедительно истолковать результаты такой вытяжки нельзя. Любой окисел (Al_2O_3, Fe_2O_3,

CaO, MnO, MgO и др.), полученный в 10%-ной солянокислой вытяжке, имеет сложное происхождение — за счет самых разнообразных минералов, и нет возможности чисто химическим расчетом распределить эти гетерогенные части каждого окисла по разным минеральным видам. Вместе с тем эти определения нельзя использовать и для изучения распределения окислов на площади осадков, ибо в подавляющем большинстве случаев анализ дает в каждой точке дна *лишь какую-то часть каждого окисла и притом меняющуюся, непостоянную, зависящую от особенностей минералогического состава осадка в данной точке.* Поэтому-то попытка М. В. Кленовой в более поздние (50—60-е) годы выяснить закономерности распределения основных породообразующих окислов на площади Баренцева и Каспийского морей дала весьма невнятную картину, ничего, в сущности, не разъяснившую. Несравненно удачнее карты распределения в осадках $C_{орг}$, фосфора, марганца, сделанные ею или под ее руководством А. С. Пахомовой (1948) для Баренцева, Гренландского и Каспийского морей, а также более поздние аналогичные карты Т. И. Горшковой (1957) для CO_2 и $C_{орг}$ по Балтийскому, Карскому и Баренцеву морям, ибо принятые в данном случае методики обеспечивали определение валового содержания в осадке каждого из названных компонентов, а не каких-то неопределенных их частей.

2. Исследование осадков Черного моря А. Д. Архангельским (с сотрудниками)

С совершенно других позиций изучал в 20—30-е годы осадки Черного моря А. Д. Архангельский. Их исследование не было самоцелью и не преследовало задачу помощи гидрографии или рыбоводству, портостроительству, как это было принято в «Геологии моря». *Оно велось с целью помочь литологии в познании условий и механизма возникновения древних осадочных пород.* Это была, в сущности, та же задача, какую ставил в 1923 г. Я. В. Самойлов, но, к сожалению, не успел реализовать из-за своей смерти.

По сравнению с подходом Я. В. Самойлова, подход А. Д. Архангельского был более узким: *он не нацеливался на создание литологической теории, а был вспомогательным средством к решению частных задач, которые вставали в то или иное время перед А. Д. Архангельским.*

В 1924—1927 гг. такой задачей было выяснение условий образования нефти на Северном Кавказе, приуроченной к майкопским и неогеновым отложениям. Уже Н. И. Андрусов показал, что неогеновые отложения Предкавказья возникли в бассейне полуморского типа, аналогичном современному Черноморскому. Невольно возник вопрос: насколько велико это сходство? И не обладали ли майкопский и неогеновый водоемы, подобно Черному морю, сероводородным заражением придонной воды, которое положительно влияло и на накопление органического вещества в осадках, и на преобразование его в нефтяном направлении? Решение этого вопроса можно было найти только путем изучения черноморских отложений и сопоставления их петрографии и биоценозов с неогеновыми.

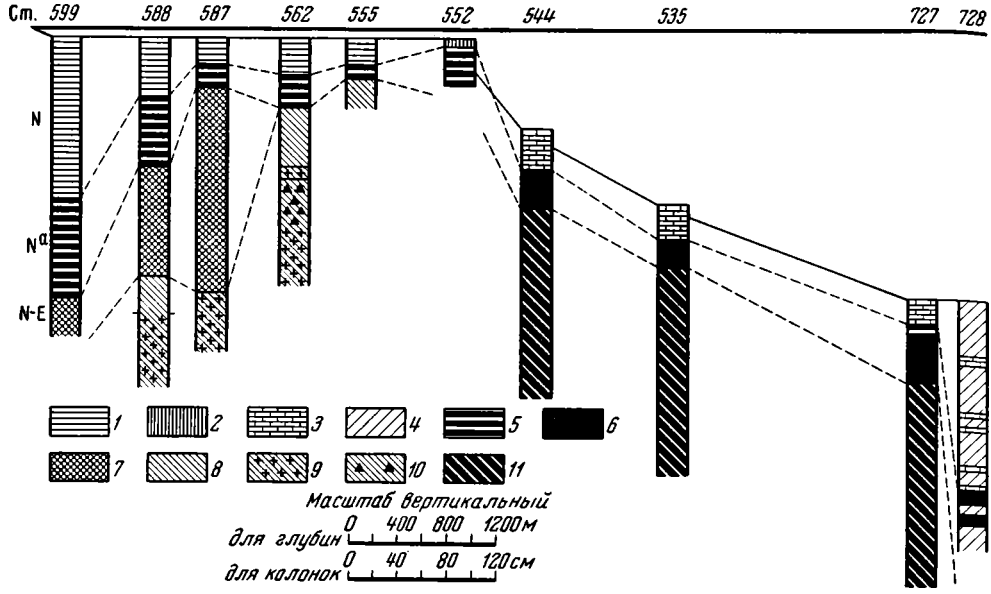
В те же 1924—1926 гг. на Черном море работала гидрологическая экспедиция под руководством Ю. М. Шокальского, которая в числе других работ исследовала грунт сероводородной части моря при помощи трубок Экмана. 21 колонка илов поступила А. Д. Архангельскому, который их изучил и описал, что, как известно, привело его к разработке теории нефтеобразующих свит как отложений бассейнов с зараженной сероводородом придонной водой. На этом, вероятно, и кончились бы исследования А. Д. Архангельского черноморской седиментации, если бы не Крымское

землетрясение 1927 г., после которого исследование дна моря приобрело систематический характер и постепенно охватило все море в 1928—1933 гг. Сбор донных проб велся на кораблях «Первое мая» и «Гидрограф» сначала под руководством Е. Ф. Скворцова, затем — В. А. Снежинского. При этом обычная трубка Экмана была заменена трубкой новой конструкции — «Убекочерназа» (Управление безопасности кораблевождения по Черному и Азовскому морям), давшей возможность получать колонки иловых отложений почти до 4 *м* длиной, что далеко превосходило колонки, доставаемые трубками Экмана. Полученный материал (до 700 ст.) сосредоточивался у А. Д. Архангельского и длительно обрабатывался им вместе с рядом сотрудников — М. А. Баталиной, Е. В. Копченовой, Э. С. Залманзон, Н. М. Страховым, а также Н. С. Ильиной и Д. М. Раузер-Черноусовой. Чрезвычайно интересные новые данные были изложены в полутора десятках крупных и мелких статей, а затем обобщены в монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова «Геологическое строение и история развития Черного моря» (1938). В длительной совместной работе интересы обоих авторов постепенно дифференцировались. Как отмечено в предисловии к названной монографии, «некоторые части ее прорабатывались преимущественно одним (из авторов. — *Н. С.*), другие же совместно. Так, физико-географические и биологические условия Черноморского бассейна и их влияние на процесс образования осадков (главы II и VI) изучались преимущественно Н. М. Страховым, а геологическая история — А. Д. Архангельским; осадки изучались и тем и другим» (Архангельский, Страхов, 1938, стр. 6).

Мы не будем останавливаться отдельно на тех полутора десятках статей, которые предшествовали монографии, ибо результаты их целиком вошли в нее, а ограничимся изложением того основного, что было получено за 10 лет работы в Черном море вообще.

Прежде всего, выяснена стратиграфия отложений, эволюция фауны и солености моря с конца четвертичного времени доныне. Как видно на профиле через северо-западную часть моря от берега к центру бассейна (фиг. 16), выделяются три горизонта: собственно современные отложения, древнечерноморские и новоевксинские. Первые представлены у побережья песками, затем мидиевым илом и фазеолиновым илом, отвечающими кислородной зоне моря; в сероводородной зоне различаются серая глина и известковый ил, между которыми имеются постепенные переходы. Древнечерноморский горизонт в мелководной зоне представлен древнемидиевым илом с фауной более бедной, чем современная черноморская, и все более беднеющей от верхней части горизонта к нижней; в глубоководной зоне — черным илом, богатым $C_{орг}$, и переходной его разностью, более бедной органическим веществом; остатков донной фауны нет. Соленость древнечерноморского бассейна была меньше, чем современного. Но он, судя по всему, все же был заражен сероводородом. Новоевксинский горизонт на малых глубинах сложен песками, глинами и ракушечниками со множеством *Dreissensia*, *Monodacna* и гастроподами; на глубине от 800 до 1500 *м* развиты глины и трепела, в которых изредка встречаются мелкие раковины гастропод (*Caspia* и др.); глубже и здесь остатки донных организмов исчезают. Судя по фауне типично каспийского состава, соленость новоевксинского бассейна была гораздо меньше современной и приближалась к современной каспийской, т. е. была около 1% и даже ниже.

Таким образом, за недавнее время Черноморский бассейн претерпел существенную эволюцию гидрохимического режима от полупресноводного новоевксинского моря к полуморскому современному. Судя по счету слоев в современных и древнечерноморских микрослоистых глинах, осолонение началось около 5000 лет тому назад; в настоящее время углеродно-изотопным методом начало осолонения определяется в 7—8 тыс. лет. Разница



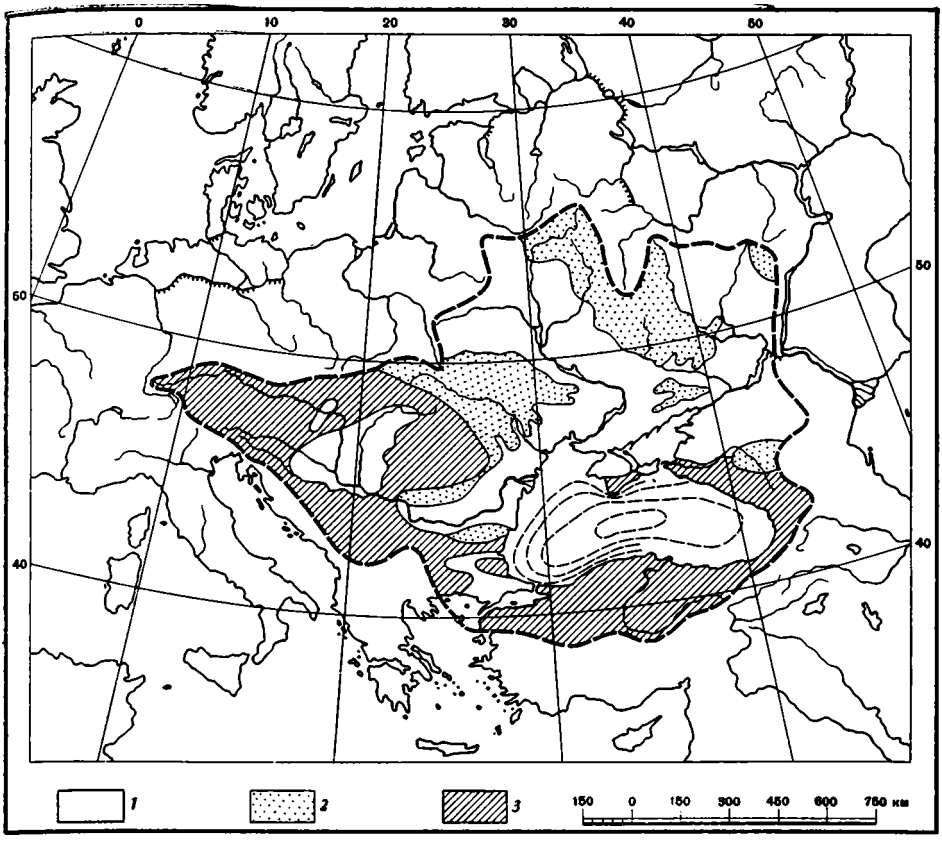
Фиг. 16. Схема геологического строения дна в северо-западной части Черного моря (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938)

1 — мидиевый ил;
2 — фазеолиновый ил;
3 — известковый ил;
4 — серая глина в современных и древнечерноморских отложениях;
5 — древний мидиевый ил;
6 — черный ил;
7 — переходный горизонт от древнечерноморских к новоевксинским отложениям;
8 — новоевксинские отложения в прибрежной фации;
9 — то же в речной фации;
10 — то же в болотной фации (торфянистые отложения);
11 — новоевксинская глубоководная микрослоистая серая глина

не столь уже значительная. Причина осолонения давно и правильно указана Н. И. Андрусовым и заключается в прорыве средиземноморских вод в черноморскую котловину.

Осадкообразование любого бассейна находится под влиянием большого числа факторов: характера водосбора, размеров и рельефа дна бассейна, его гидрологии и гидрохимии, климата. «Понять особенности осадкообразования того или иного водоема значит, в сущности, показать, как под влиянием всей совокупности перечисленных факторов формируется осадок, а также определить, какие именно конкретные черты фаций и их географического распределения обусловлены тем или иным фактором» (там же, стр. 19). Анализ этого вопроса и является стержневым в первой части монографии, посвященной собственно современным осадкам.

Чтобы приблизиться к его решению, необходимо было, так сказать, «вставить» Черноморский бассейн в его водосборную площадь, что и было сделано (фиг. 17). На ней видно, что северная часть водосбора, от устья Дуная до Азовского моря включительно, представляет собой обширную низкую равнину. Абсолютные высоты колеблются от нескольких десятков метров до 200, реже до 300 *м*; расчлененность рельефа слабая. Гидрографическая сеть отличается огромными размерами, сильной разветвленностью и вместе с тем спокойным медленным течением воды и малым переносом обломочных взвешенных в воде частиц. Устьевые части рек расширены («лиманы») и являются в большой мере уловителями материала, сносимого с северной половины водосбора. На южном берегу Крыма, а также с востока, юга и юго-запада к Черному морю вплотную придвинулась молодая горная страна с высоким и резко расчлененным рельефом (от 200—500 до 3000—4500 *м*) и с интенсивно протекающими



Фиг. 17. Водосборный бассейн Черного моря (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938, с упрощениями)

Высоты (в *м*): *1* — 0—200; *2* — 200—500; *3* — свыше 500

денудационными процессами. Вместо немногочисленных, но обширных речных водотоков здесь преобладают небольшие, но многочисленные мелкие реки, с крутопадающим руслом, быстрым течением, мутной водой. Это различие разных частей водосборов неминуемо должно было отразиться на седиментации разных частей Черноморского бассейна.

Этот вопрос был выяснен путем составления карты типов современных отложений (фиг. 18), выяснения среднего состава этих типов и карты мощностей (фиг. 19).

Отметим две особенности первой карты. Она составлена не только на базе гранулометрии, а *комплексно*: с учетом гранулометрии, вещественного состава осадков и наличия в нем большего или меньшего количества остатков донных организмов. Поэтому в ней фигурируют пески, ракушечники, мидиевый и фазеолиновый илы в мелководной зоне моря с нормальным кислородным режимом воды и разнообразные илы в сероводородной зоне, различающиеся разными соотношениями терригенного материала (за который брался остаток от прокаливания минус CaO) и аутигенных компонентов: $CaCO_3 + C_{орг}$; средние характеристики этих типов осадков даны в табл. 26.

Карты современных осадков северных морей отражали, в сущности, распределение разных типов отложений в самом верхнем слое разреза. Изучение черноморских осадков показало, что в то время как одни из них имеют монотонное строение на всей мощности разреза, без отчетливо

выраженной макрослоистости, в других, особенно глубоководных, макрослоистость выступает очень ярко. В соответствии с этим карта построена так, что указывает не только типы осадков в разных частях моря, но и отражает их устойчивость или изменчивость за весь современный период развития Черного моря (после отложения древнечерноморских осадков), т. е. дает, так сказать, динамику осадочного процесса за длительный период времени.

Таблица 26

Средние составы (в %) черноморских осадков

Тип осадка	$CaCO_3$	Остаток от прокаливания без CaO	$C_{орг}$
Мидиевый ил	17,69	74,11	2,14
Фазеолиновый ил	20,59	72,62	1,61
Серая глина	15,81	74,90	1,74
Переходный ил	21,80	66,80	2,51
Известковый ил (глинистая разность)	44,97	47,81	3,68
Известковый ил	61,87	30,28	4,54

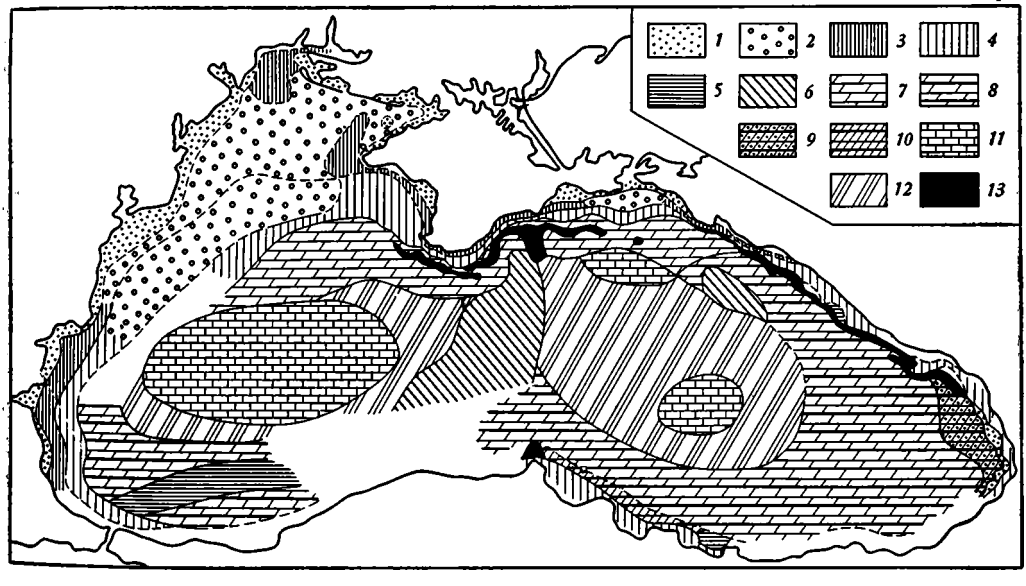
Анализ механизма черноморской седиментации базировался на рассмотрении вещественного состава осадков, т. е. прежде всего соотношений в нем $CaCO_3$ и терригенного компонента, на исследовании степени изменчивости осадков в разрезе, наконец, на анализе мощностей осадков. Это, по существу, тот путь анализа, каким привыкли пользоваться геологи при изучении разреза древних толщ.

Сопоставление указанных выше данных обнаружило следующие факты: 1) по мере перехода от берега к центральным частям восточной и западной половин Черного моря содержания $CaCO_3$ и $C_{орг}$ растут, а содержание терригенного материала (остаток от прокаливания без CaO) падает; 2) между восточной и западной половинами бассейна пролегает меридиональная полоса серой глины с малыми содержаниями $CaCO_3$ и $C_{орг}$ и большим количеством терригенного материала; 3) участки моря, прилегающие к гористым водосборам (Кавказ, Малая Азия, Балканы), отличаются наличием многочисленных прослоев глины среди переходного ила, а к северу от Батуми и к востоку от Синопа — также песков; 4) в восточной половине Черного моря площадь переслаивания известкового ила с серой глиной обширна, а площадь чистого известкового ила мала, в западной половине соотношения обратные; в целом восточная половина моря и полоса, примыкающая к Малоазиатскому побережью, явно обогащены обломочным материалом; 5) мощности современных осадков в общем велики в прибрежной зоне и падают до минимума в центральных частях западной и восточной половин, в областях наиболее карбонатного известкового ила, которые отделены одна от другой полосой повышенных мощностей, отвечающих полосе серой глины между Малоазиатским побережьем и Крымом; 6) восточная половина Черного моря, окаймленная гористым водосбором, отличается повышенными мощностями осадков как в прибрежной зоне, так и в пелагической, особенно в юго-восточном углу и вдоль южного побережья. Как истолковать все эти факты?

Наличие карбонатов в осадках является в первую очередь и больше всего результатом теплого и — на отдельных участках акватории — засушливого климата, что, как мы знаем из предыдущей главы, содействует насыщению воды $CaCO_3$ и садке его. В Черном море действие климатического фактора усиливается работой бактерий-десульфатизаторов, которые в сероводородной зоне переводят часть SO_4^{2-} в H_2S, а возникающий при этом $CaCO_3$ дополнительно оседает на дно.

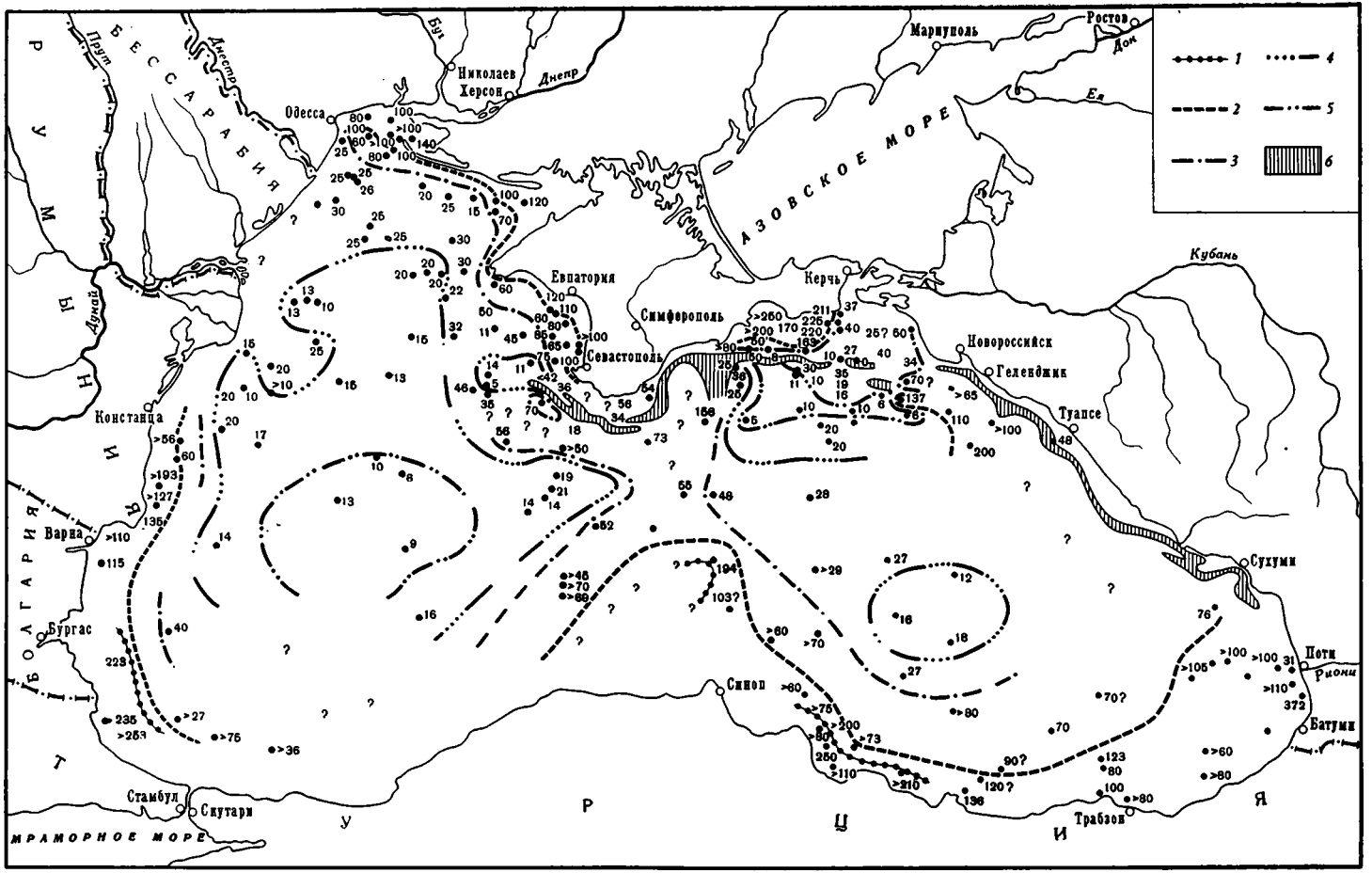
Нарастание известковистости осадков и содержания $C_{орг}$ к центральным частям восточной и западной половин Черного моря объясняется, однако, не абсолютной интенсификацией здесь карбонатообразования и поступления органического вещества на дно, а тем, что в этом направлении быстро убывает поступление с суши разбавляющего обломочного материала. Последний в главной массе своей оседает в прибрежной зоне и в центральные части бассейна заносится лишь в малой и все уменьшающейся степени. Иначе говоря, рост процентных содержаний $CaCO_3$ (и $C_{орг}$) в осадках пелагической зоны моря есть рост пассивный, а не активный. Что дело обстоит именно так, доказывают три обстоятельства. Когда течение идет поперек моря, как это имеет место между выступом Малоазиатского берега и Крымом, оно заносит сюда много обломочного материала, и осадки делаются одновременно малокарбонатными, с малым содержанием $C_{орг}$, и мощными. То, что в центральных частях восточной и западной половин моря высокая карбонатность осадков совпадает с их минимальными мощностями, невозможно объяснить без допущения резко уменьшенного поступления обломочного материала. Наконец, тот факт, что осадки мощнее в восточной и южной частях моря, т. е. вблизи гористой части водоема, и содержат здесь многочисленные прослои слабоизвестковой глины, также указывает на огромную роль поступления обломочного материала в формировании петрографического типа черноморских отложений.

Очень показателен с этой точки зрения генезис ракушниковых полей в северо-западному углу Черного моря и около Керченского пролива. Эти ракушечники отличаются исключительной чистотой и содержат лишь ничтожные количества обломочного материала, являющегося иногда лишь



Фиг. 18. Современные осадки Черного моря (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938)

1 — пески;
2 — ракушечники;
3 — мидиевый ил;
4 — фазеолиновый ил;
5 — серая глубоководная глина;
6 — серая глина с прослоями известкового ила;
7 — переходный ил;
8 — то же с прослоями серой глины (к южному побережью число их возрастает);
9 — то же с прослоями серой глины и песка;
10 — переходный ил с частыми прослоями серой глины;
11 — известковый ил;
12 — известковый ил с прослоями серой глины;
13 — области отсутствия современных осадков



Фиг. 19. Схема мощностей современных осадков Черного моря (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову, 1938)

Линии равных мощностей (в *см*): *1* — 200; *2* — 100; *3* — 50; *4* — 20; *5* — 10; *6* — области отсутствия современных осадков. Цифры при станциях — мощности современных отложений (в *см*)

тонкой цементирующей пленкой. В то же время в северо-западном углу моря мощности ракушечников весьма малы, всего 10—25 *см*; за пределами его, в песчаных и лиманных осадках, а также в илистых отложениях к югу от Крыма мощности осадка достигают 50 *см*, а на большей половине шельфа даже превышают 100 *см*. Совершенно очевидно, что районы развития ракушечников в Черном море — это такие участки шельфа, на которые обломочный материал приносится в недостаточном количестве; площади же развития илов — это участки нормального (на севере) или даже избыточного (на юго-востоке и юге) поступления терригенных частиц.

Дополнительным подтверждением сказанного является то, что ракушечники примыкают к низменным участкам водосборов, в сложении которых видную роль играют известняки.

Все эти данные позволяют ответить на вопрос: как влияет водосборная площадь на черноморскую седиментацию. На участках, где водосборы высоки и сбрасывают в море много обломочного материала, т. е. в восточной, кавказской, и южной, малоазиатской, частях бассейна, мощности осадка велики, карбонатность их понижена, в разрезе то и дело появляются прослои глины либо даже песков (у Батуми и других мест). Там же, где море примыкает к плоскому побережью (северо-западная и западная части его), поставляющему мало обломочных частиц, мощности осадка резко убывают, а карбонатность его (и содержание $C_{орг}$) растет. Таким образом, седиментация в разных частях Черного моря контролируется характером примыкающих к ним частей водосборных пространств. Поэтому *знание последних и того, что они вносят в водоем, абсолютно необходимо для понимания карты осадков, составленной по комплексному принципу.*

Очень интересные моменты в седиментационном процессе открывает изучение макрослоистости осадков.

Макрослоистость в мелководной области выражается главным образом в чередовании глинистых и ракушечных прослоев, а в глубоководной — в неоднократной перемежаемости серой глубоководной глины и глинисто-известкового или известкового ила. Ее генезис связан с циркулярными течениями, образующими одно кольцо в восточной, другое в западной половине моря. Область их соприкосновения располагается в меридиональной полосе от Крыма до Малоазиатского побережья, причем движение воды против часовой стрелки связывает оба кольца в единую систему. По-видимому, положение потоков воды относительно берега и друг друга не было постоянным; они несколько перемещались то в одну, то в другую сторону от некоторого среднего положения, которое определяется полосами наибольшей мощности отложений.

Всякое смещение потока воды в какую-либо сторону вызывало усиленное поступление здесь на дно терригенного материала; в прибрежной зоне ракушечники уступали место мидиевому или фазеолиновому илу с большей или меньшей примесью раковин; в глубоководной зоне известковый ил замещался серой глиной. При смещении потока на прежнюю траекторию в местах, где прежде сказывалось его влияние, восстанавливались прежние условия. Только очень ограниченные площади в центральных частях восточной и западной половин, отвечающие длительно существовавшим халистазам, были вне указанного влияния течений; поэтому на них длительно накапливался только известковый ил. То же относится к северо-западному и прикерченскому ракушечниковым полям.

В этом механизме воздействия течений на морскую седиментацию проявляется та сторона их деятельности, которая совершенно ускользала от литологов, изучавших как древние, так и современные отложения. Считалось (вслед за Д. В. Наливкиным, 1927), что действие течений на донные отложения проявляется в размывании их, когда скорость движения

превзойдет некоторый предел. Такое воздействие действительно имеет место. Но гораздо важнее и, так сказать, обыденнее другое их действие: *аккумулирующее*. Будучи нагруженными терригенным и другим материалом, течения переносят его в разные участки бассейна и, теряя в ходе транспортировки, содействуют возникновению повышенных мощностей осадка в некоторых районах, что одновременно сопровождается изменением состава и даже структуры и текстуры осадка. Нагляднейшим примером тому является полоса Черного моря между Крымом и Малоазиатским побережьем. Сюда направляются течения из прибрежной зоны, загруженные терригенным материалом, и потому осадки здесь гораздо мощнее, чем в халистазах восточной и западной половин моря, одновременно гораздо менее известковисты и имеют меньшее содержание $C_{орг}$.

Весьма характерные явления связаны с полосой континентального склона, который в Черном море достаточно крут и образует несколько террасовых уступов. Как видно на карте (фиг. 18), вдоль южного побережья Крыма и почти всего Кавказского, а местами и Малоазиатского на континентальном склоне современные осадки отсутствуют и на поверхность выходят новоевксинские. Мористее, иногда на большом расстоянии обнаруживаются характернейшие оползневые брекчии, в которых современные и древнечерноморские осадки либо смяты в прихотливые складки, либо разбиты на куски, либо перетерты в мелкую крошку. Наконец, в глубоководных отложениях встречаются пески, иногда грубые, зерно которых становится тоньше снизу вверх, сменяясь глинистым осадком. Они придают тем участкам колонок, где встречаются, тот характер, который теперь называют graded bedding. Все эти специфические черты черноморских отложений связаны с сейсмической активностью крутого континентального склона, причем при толчках землетрясений на более или менее крутых участках современные отложения оползали, а возникшая муть, постепенно оседая, создавала graded bedding.

В изложенном анализе черноморской седиментации, как он дан в монографии (Архангельский, Страхов, 1938), не затрагивался один весьма существенный вопрос: как сказывалось влияние H_2S на накопление органического вещества в осадках? Как указывалось выше, А. Д. Архангельский в работе 1927 г. считал сероводородное заражение придонных вод фактором положительным, содействующим консервации органического вещества в осадках и преобразованию его в нефтяном направлении. Это была скорее дедуктивно-умозрительная концепция, чем обобщение эмпирического материала, ибо данных об органическом веществе современных морских осадков тогда практически не было, и проверить концепцию было просто не на чем. Работа П. Траска (Trask, 1932) заполнила этот пробел, и появились возможности сопоставлений. Оказалось, что в океанских гемипелагических осадках содержания $C_{орг}$ колеблются от 0,27 до 5,04%, в черноморских — от 0,71 до 5,23%; пределы практически одинаковые. В средних цифрах: в синем гемипелагическом илу $C_{орг}$ 1,26%, в зеленом — 2,07%; в Калифорнийском море среднее содержание $C_{орг}$ в илах 4,5%. Сопоставляя с этими цифрами содержания $C_{орг}$ в черноморских глубоководных отложениях, видим, что серая глубоководная глина здесь имеет в среднем 1,74% $C_{орг}$, что укладывается в рамки гемипелагических илов нормально вентилируемых бассейнов; известковый ил — 4,54%, что отвечает среднему содержанию $C_{орг}$ в Калифорнийском море. Нельзя не обратить внимания также на то, что мидиевый ил Черного моря содержит в среднем 2,14% $C_{орг}$, а фазеолиновый — 1,61%, т. е. столько же, сколько глубоководная серая глина сероводородной зоны. Все эти факты привели автора этих строк к выводу, что сероводородное заражение черноморской воды не оказывает практически никакого влияния на накопление органического вещества в современных отложениях. Оно накапливается в такой же мере и в бассейнах с нормальным газовым режимом (Страхов,

1937). Об этом же говорит и изучение древних морских горючих сланцев (см. гл. V).

Рассматривая работу по современному осадконакоплению в Черном море в историческом аспекте, следует подчеркнуть, что все выводы ее, сделанные из анализа карты осадков и их мощностей, полностью подтвердились впоследствии, когда автору пришлось заново пересмотреть их, пользуясь методом абсолютных масс (Страхов, 1948). Тем самым было доказано, что анализ механизма осадочного процесса может базироваться отнюдь не только на картах осадка, составленных по гранулометрическому принципу, как это делалось (и делается) М. В. Кленовой, но и на картах иного типа, даже без привлечения гранулометрии. При этом наметились два методических приема, дальнейшая разработка которых в 40—60-х годах позволила установить много новых фундаментальных фактов: 1) рассмотрение осадков водоема в теснейшей связи с характером его водосборных площадей; 2) учет не только состава осадков, но и их мощностей.

Во второй части монографии была описана геологическая история Черного моря по колонкам осадков и террасовым отложениям. Для послеледникового времени это была, пожалуй, самая яркая из попыток дать историю развития морских водоемов вообще — и в нашей, и в зарубежной литературе 20—30-х годов [1].

В целом же исследование черноморских отложений дало толчок к последующим работам автора и его сотрудников по современному бассейновому осадконакоплению, которые, в конце концов, выросли в общую сравнительно-литологическую теорию современного литогенеза (см. ч. III).

3. Исследование осадков Каспия В. П. Батуриным, М. В. Кленовой, А. Ф. Носовым, С. В. Бруевичем

Исследование каспийских осадков было начато в 1932 г. М. В. Кленовой в лаборатории ГОИНа грунтовой съемкой северной части моря. В 1934 г. эта съемка была дополнительно проведена в том же Северном Каспии и распространена на Средний и Южный Каспий. В 1933 г. работы на Каспии начал в Институте прикладной минералогии и геологии А. Д. Архангельский совместно с А. Ф. Носовым, причем последним было выполнено два широтных пересечения Южного Каспия с отбором проб трубкой Убекочерназа почти на 100 станциях. Полученные пробы в лаборатории М. В. Кленовой по Северному Каспию были обработаны ею самой и Л. А. Ястребовой, по Среднему и Южному — В. П. Батуриным и Е. К. Копыловой. К сожалению, результаты этой обработки не были своевременно опубликованы и увидели свет лишь в 1956 г. В Институте прикладной минералогии и геологии обработка материала под руководством А. Д. Архангельского велась А. Ф. Носовым и В. П. Батуриным, но не была доведена до конца из-за смерти сначала А. Ф. Носова, потом А. Д. Архангельского (в 1940 г.) и В. П. Батурина (в 1945 г.); накопленные материалы остались в виде недоработанной рукописи, непригодной к печати. Единственное, что было напечатано, это доклад А. Д. Архангельского на совещании по Волго-Каспию (1934 г.); но он был сделан еще в самой начальной стадии обработки материалов и потому носил самый общий характер. В итоге оказалось, что добытые интересные данные частью пропали вообще, частью же стали известны литологам лишь на следующем этапе развития литологических идей (в 40—60-е годы). Несмотря на это, мы остановимся на опубликованном именно сейчас, поскольку работы были выполнены все же в 30-х годах.

[1] Укажу кстати, что разработка стратиграфии черноморских отложений и истории Черного моря была выполнена раньше (в 1932 г.), чем аналогичная попытка В. Шотта для экваториальной части Атлантики (Schott, 1935).

Наибольший интерес представляет исследование В. П. Батурина и Е. К. Копыловой, выполненное в лаборатории М. В. Кленовой.

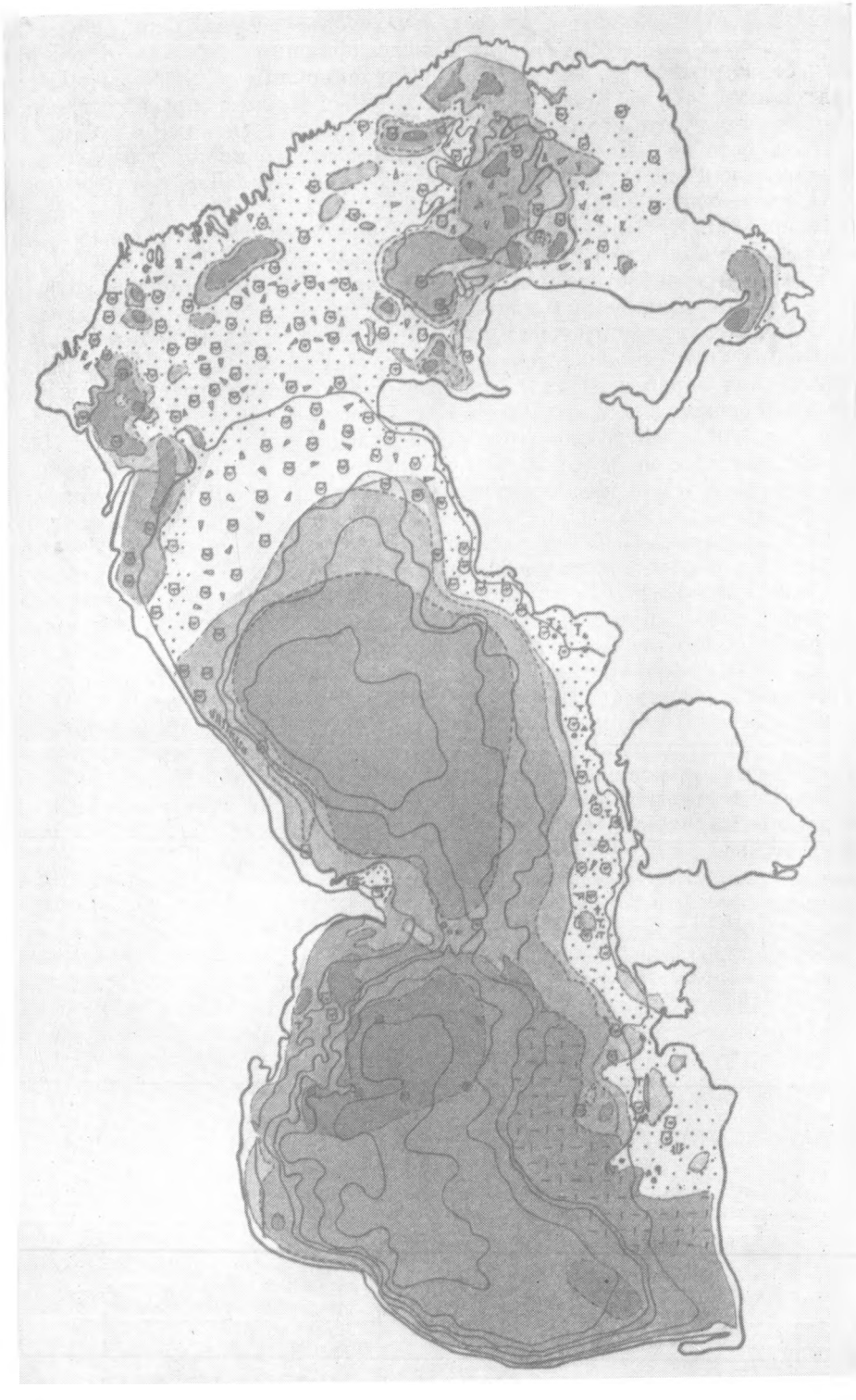
Возможно, не без влияния А. Д. Архангельского В. П. Батурин и Е. К. Копылова начинают с попытки выяснить питание Каспия осадочным материалом, т. е. увязать седиментацию бассейна с характером водосборов. Выясняется, что «главным поставщиком воды является Волга, вносящая 75%, Кура — 5%, Урал — 4%, Терек — 3,4%, остальное — мелкие реки. В Северный Каспий вносится в общем 82% общей массы воды, в Средний — примерно 6%, в Южный — 12%. Совершенно иные соотношения существуют в нагрузке рек твердыми веществами. Так, твердый сток Волги составляет 13×10^6 *т* в год, Урала — 4×10^6 *т*, Терека — от 15 до 25×10^6 *т* и, наконец, Куры с Араксом — до 36×10^6 *т*. Характерно, что взвешенные осадки Куры более мелкозернисты и в них почти совсем отсутствуют фракции более 0,25 *мм*, в то время как на Волге взвешенные осадки имеют до 9% (в среднем) этой фракции. Соответственно повышается в куринской мути средний процент глинистых частиц (до 59 против 50% у Волги). Донные наносы Куринской дельты, так же как и взвешенная муть, разнятся от волжских тем, что осадки в дельте Куры весьма глинисты и почти не содержат частиц крупнее 0,25 *мм*. Таким образом, Волга, дренирующая платформу, содержит больше крупных (песчаных) частиц, чем Кура, на значительном расстоянии протекающая по складчатой стране. На первый взгляд это несколько парадоксально, но, если учесть наши замечания (Батурин, 1937; см. о них ниже, в гл. IV. — *Н. С.*) о различном сложении платформенных и геосинклинальных участков, подобная закономерность делается вполне понятной» (Батурин, Копылова, 1956, стр. 278).

Следуя Б. А. Аполлову, наблюдавшему принос терригенного материала ветром в некоторых участках Северного Каспия, авторы считают, что эоловый фактор в седиментации Каспия имеет, несомненно, известную роль, особенно вдоль восточного побережья, по соседству с Закаспийской засушливой областью.

Обращаясь к самим осадкам, авторы останавливаются прежде всего на их классификации, причем указывают, что «в основу расчленения ... положена выработанная М. В. Кленовой классификация грунтов по механическому составу, принятая в работах по геологии моря». Но тут же добавляют: «ограничиться ... только механическим составом мы все же не смогли, так как в изученной нами части Каспия значительные пространства покрыты химическими (или биохимическими) осадками, отдельная фиксация которых совершенно необходима на карте грунтов» (там же, стр. 280).

Поэтому действительно принятая классификация каспийских отложений имеет такой вид:

Тип осадка	Содержание частиц $< 0{,}01$ *мм* (в %)
Глинистый ил	>50
Ил	30—50
Известковый ил	30—50 ($CaCO_3$—20—50 %)
Песчанистый ил	10—30
Илистый песок	5—10
Песок	<5
Псевдопески:	
а) оолитовый песок б) песок из битой ракуши	<5
Ракуша	
Галечник	
Конкреции	
Камни (задевы)	

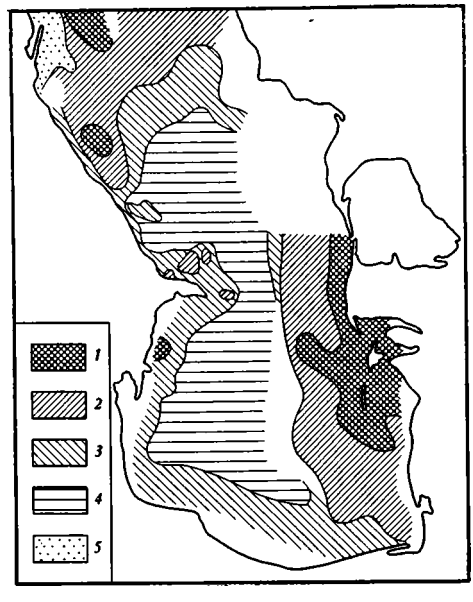


Фиг. 20. Карта грунтов Каспийского моря (составил П. Г. Попов, ред. М. В. Кленова, дана с упрощениями)

В этой классификации известковый ил и псевдопески являются новым элементом, отражающим *вещественный состав осадка.* Они вносят совершенно новый принцип в общую классификацию морских отложений, делая ее, по существу, комплексной. Случайно ли это? Никоим образом! Осадконакопление в Каспии таково, что без применения комплексного принципа разделить отложения на группы литолог (каким был В. П. Батурин) просто не мог — наглядное свидетельство односторонности «динамической» классификации грунтов М. В. Кленовой. Любопытно, что на общей карте осадков Каспия, сделанной позже П. Г. Поповым для «Геологии моря» М. В. Кленовой (фиг. 20), использован был именно этот комплексный принцип В. П. Батурина.

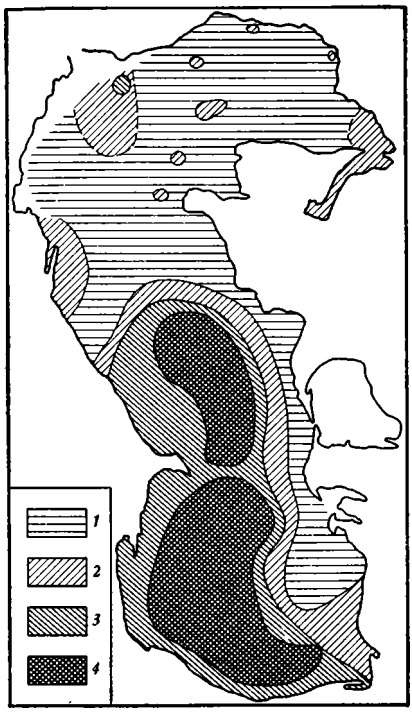
Основным содержанием излагаемой статьи является описание выделенных типов осадков, их цвета, распространения, особенностей развития разных гранулометрических фракций внутри каждого типа, причем объяснений этим особенностям не дается. Интересно, что после описания псевдопесков вдруг следует «алеврит» — тип осадка, «распространенный главным образом вдоль западного Кавказского побережья». В этом типе, вовсе не предусмотренном принятой класификацией, фракции 0,1—0,05 *мм* содержится более 90%, при почти полном отсутствии фракции 0,05—0,01 *мм.* Очевидно, «петрографическое сердце» В. П. Батурина не выдержало, и вопреки своей же классификации, уже видоизменяющей классификацию М. В. Кленовой, он ввел новый тип осадка, вовсе отсутствующий и в классификации М. В. Кленовой, и даже в его собственной. Новый весьма показательный пример того, как приходится деформировать классификацию, «принятую в геологии моря», петрографу-осадочнику, если он не хочет отказаться от привычных для него представлений, созданных на базе большого фактического материала.

Никакого общего анализа осадочного процесса в Каспии у В. П. Батурина и Е. К. Копыловой нет. Единственно, что в этом отношении отмечено, это — размывающее действие донных течений, особенно ясно проявившееся на Апшеронском валу, разделяющем Средний и Южный Каспий, а также констатация того, что «две области глинистого ила в Южном Каспии подтверждают наличие двух халистатических зон как результат двух кольцевых течений» (Батурин, Копылова, 1956, стр. 300).



Фиг. 21. Распределение карбонатов в осадках Среднего и Южного Каспия (по В. П. Батурину и Е. К. Копыловой, 1956)

Карбонатность (в %): *1* — более 50; *2* — 20—50; *3* — более 15; *4* — менее 15; *5* — менее 10



Фиг. 22. Распределение марганца в осадках Каспийского моря (по А. С. Пахомовой, 1948)

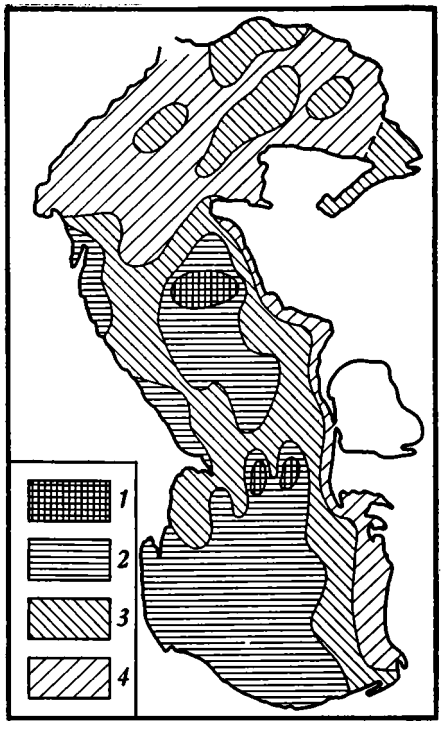
Содержание марганца (в %): *1* — до 0,03; *2* — 0,03—0,05; *3* — 0,05—0,10; *4* — более 0,10

Интересна карта карбонатности каспийских осадков (фиг. 21). «Карбонатность осадка на карте изученной части моря, — пишут авторы, — испытывает большие колебания, вызванные резко различной обстановкой на западном и восточном берегах. Восточное побережье, лишенное речного приноса, окаймляется полосой органогенных и биохимических осадков, общая карбонатность которых достигает почти 100% в Кендырлинском заливе и вообще не спускается ниже 50%. Расположенная далее на запад, уже на бо́льших глубинах, полоса известковых и известково-песчаных илов содержит от 20 до 50% карбонатов. Содержание карбонатов в глубоководных осадках — илу и глинистом илу, покрывающих впадины, довольно постоянно и колеблется около 12% как для Среднего, так и для Южного Каспия. Южная часть последнего имеет несколько повышенную карбонатность — около 18%. На подводном валу Баку — мыс Куули содержание карбонатов падает до 7—11%. Так же невысок процент карбонатности вдоль западного побережья Среднего Каспия, где резкое повышение карбонатности происходит только за счет ракуши.

Таблица 27

Содержание марганца в осадках Каспия (по данным А. С. Пахомовой, 1948)

Осадки	Число проб	Содержание пелитовой фракции, %	Среднее содержание марганца, %
Ракуша	5	—	0,017
Песок	3	5	0,022
Песчанистый ил	9	16,8	0,052
Ил	11	36,8	0,152



Фиг. 23. Распределение фосфора в осадках Каспийского моря (по М. Л. Будянской, 1948)

Содержание фосфора (в %): *1* — более 0,10; *2* — 0,10—0,07; *3* — 0,07—0,04; *4* — менее 0,04

К северу мы опять наблюдаем закономерное повышение карбонатности (до 50% и более)» (там же, стр. 298). Насколько на эти изменения карбонатности действует разбавление $CaCO_3$ терригенным материалом и сколь эффективны изменения биологической продуктивности бентоса, осталось нераскрытым.

В 30-х годах были выполнены еще два небезынтересных в своей фактической части исследования осадков Каспия: распределение фосфора (М. Л. Будянская) и марганца (А. С. Пахомова), опубликованные лишь после войны.

Оба автора составили карты (фиг. 22 и 23) и высчитали распределение этих элементов по гранулометрическим типам осадков (табл. 27 и 28).

В обоих случаях картина однородная и весьма ясная. Содержания марганца и фосфора изменяются прямо пропорционально количеству пелитовой фракции, или, иначе говоря, обратно пропорционально сред-

Таблица 28

Содержание фосфора в осадках Каспия (по данным М. Л. Будянской, 1948)

Осадки	Число проб	Содержание пелитовой фракции, %	Среднее содержание фосфора, %
Песок, ракуша	30	1,8	0,032
Илистый песок	6	7,7	0,048
Песчанистый ил	30	20,1	0,063
Ил	31	40,1	0,072
Глинистый ил	13	53,9	0,078

нему диаметру частиц. Однако, в чем реальный смысл этой закономерности, осталось для авторов неясным. Истолкование карт распределения марганца и фосфора в осадках полностью воспроизводит то, что мы видели уже на примере северных морей: никакой ясности не получилось, да и не могло получиться, так как авторы не знали форм миграции этих элементов в речном стоке, а ведь именно в этих формах, а также в диагенетическом перераспределении марганца и фосфора и лежит ключ к пониманию карт.

Тем больший интерес представляет попытка С. В. Бруевича (1941) выяснить формы поступления некоторых элементов в Каспий. Оказалось, что Волга несет в растворенном состоянии 28 млн. *т* $CaCO_3$, а в составе взвеси всего 514 тыс. *т*; иными словами, в волжском стоке 98% $CaCO_3$ выбрасываются в ионной форме и лишь 2% в виде тончайшей терригенной мути. У р. Куры в растворенном состоянии выносятся всего 2,3 млн. *т* $CaCO_3$, в виде же взвеси — 4,2 млн. *т*. Близкие цифры получаются и для других рек, дренирующих Кавказ. Учитывая относительную роль в питании Каспия разных рек, С. В. Бруевич пришел к заключению, что в ионной форме ежегодно вносится в море 35 млн. *т* $CaCO_3$, а в твердой фазе (взвеси) — 14,4 млн. *т*. Растворы составляют, следовательно, около 70% от всей массы поступающего кальцита, внос в твердой фазе — приблизительно 30%. У фосфора соотношение растворов и взвесей прямо противоположное: в растворе идут 7,6 *т*, во взвеси — 24,6 *т*.

Эти данные пока не были использованы для анализа седиментации в Каспии, ибо были опубликованы лишь в 1941 г. Но они имеют принципиально важное методическое значение, ибо дали толчок к изучению форм миграции элементов в речных водотоках вообще и послужили отправным пунктом для изучения баланса разных форм некоторых из них в конечных водоемах стока. Развитие этих работ и их значение для создания теории литогенеза мы увидим в последней части настоящей книги.

4. «Зональность озерных отложений» В. В. Алабышева

Уже данные по составу озерных осадков, имевшиеся ко второму десятилетию XX в., отчетливо указывали на их климатическую зональность. И все же эта закономерность тогда не была четко сформулирована; потребовался еще ряд лет, прежде чем она дошла до сознания исследователей современного осадочного процесса. Я имею в виду статью В. В. Алабышева, название которой выписано в заголовке раздела.

В. В. Алабышев был работником Сапропелевого комитета АН СССР. Его интересовала пространственная локализация сапропелевых отложений на территории СССР и на поверхности континентов вообще. Эта локализация и была отражена в двух картах распространения сапропелей (фиг. 24 и 25).

Обе карты настолько наглядны, что едва ли требуют пространных объяснений. Из мировой карты явствует, что пресноводные сапропели представляют собой типичные климатически-ландшафтные образования. В частности, они наиболее развиты в современной северной таежно-подзолистой зоне, где достигают мощностей до 30 *м*, с запасами сапропеля в отдельных озерах до $380—400 \times 10^6$ $м^3$. Севернее, в тундре, сапропелеобразование хотя и не прекращается, но резко убывает из-за суровости климата. Аналог северной таежно-подзолистой зоны имеется и в южном полушарии, но эта зона представлена здесь лишь незначительными обрывками на юге Южной Америки и Огненной Земле, на юге Африки, в Тасмании и обоих островах Новой Зеландии. Пресноводные сапропели образуются также в зоне тропического и субтропического влажного

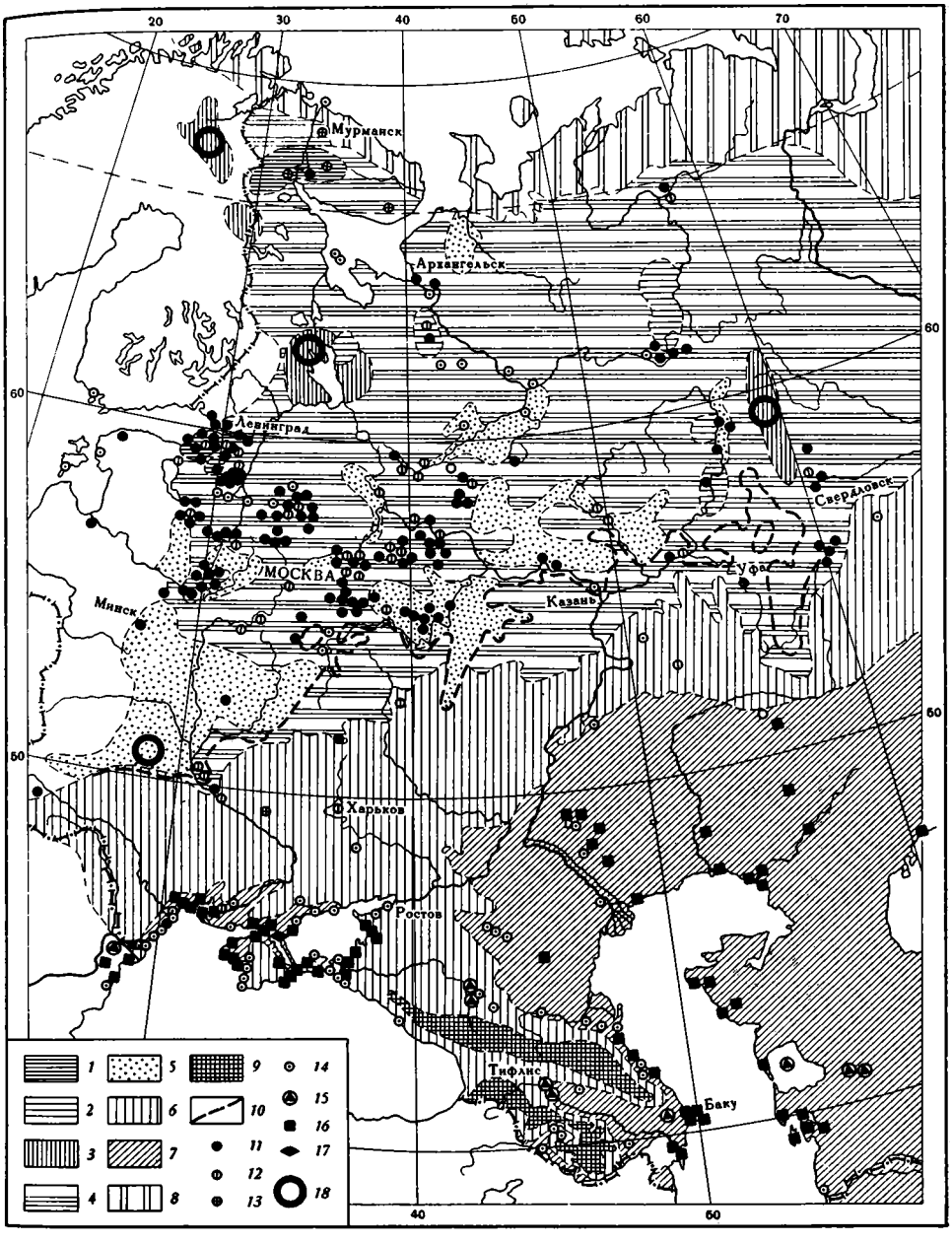
климата, в Южной Америке, Африке, Азии, Австралии. Наконец, они встречены в озерах горных областей, которые благодаря высоте всегда находятся в условиях гумидного климата. Всем этим ландшафтно-климатическим регионам резко противопоставляется область засушливого климата (сухие степи, полупустыни, пустыни), в которой накоплений сапропеля в озерах нет, но для которой характерны озерные минеральные грязи, отложения поваренной и глауберовой соли, магниевых солей, селитры, соды, гипса. «В качестве особенностей зоны пресноводных сапропелей умеренного пояса, — пишет В. В. Алабышев, — интересно отметить явление значительного смещения ее в зону солоноватых озер и степей по долинам рек, что связано с тем, что подобные же смещения можно наблюдать и по отношению к пойменной растительности» (Алабышев, 1932, стр. 15). «Условной границей между тропической зоной пресноводных озер и зонами засоленными будут границы между областями, занятыми латеритными и красноземными почвами тропиков и субтропиков и красными почвами пустынных степей, примыкающих с севера и юга к тропическому лесному поясу» (там же, стр. 3).

Нужно сказать, что это широкое и правильное обобщение В. В. Алабышева базировалось в то время на ограниченном материале, который относился почти целиком к Европейской части СССР. Для этой территории зональность озерных отложений вырисовывалась весьма отчетливо и на большом количестве данных. Установив эту зональность и поняв факторы, управляющие ею здесь, В. В. Алабышев смело распространил ее на всю поверхность континентов — поучительный пример методически правильно сделанного научного обобщения. При этом, помимо собственных фактических данных, «в основу ... работы, — пишет В. В. Алабышев, — положена блестящая идея ... В. В. Докучаева о географических ландшафтах и вытекающий из этого учения вывод о зональности основных элементов ландшафта» — климата, растительности, почвы и т. д. «Зональное распределение (озерных отложений. — *Н. С.*) ... по лику Земли, — добавляет автор, — собственно говоря, бессознательно было всем давно известно, но почему-то до сих пор никто не обращал на него серьезного внимания» (там же, стр. 1, 2). Это «почему-то» сводится, конечно, к постепенному созреванию научной мысли, которая, в конце концов, и выводит «бессознательные» наблюдения и смутные предчувствия в область сознательной и отчетливо сформулированной идеи или концепции. В развитии сравнительно-литологической теории современного осадкообразования эта статья сыграла роль своего рода «затравки», направившей мысль в определенном направлении, хотя от очень общей статьи В. В. Алабышева до указанной теории все же «дистанция огромного размера», которую нужно было преодолеть длительным трудом и привлечением куда большего фактического и идейного материала (прежде всего по морским бассейнам и вулканизму).

При построении карты сапропелевых отложений Европейской части СССР (фиг. 24) В. В. Алабышев показал, что «в зависимости от особенностей геологического строения тех или иных районов Русской платформы могут быть выделены довольно значительные провинции, в пределах которых господствует тот ли иной тип сапропелевых отложений» (там же, стр. 23). Таких районов пять.

1. Районы озерных железных руд, развитых главным образом в Олонецком крае и Полесье на участках, сложенных основными магматическими породами, богатыми железом, а также на Среднем и Южном Урале.

2. Районы кремнеземистых сапропелей (диатомитов), распространенных главным образом на Кольском полуострове. Причины развития здесь кремнистых отложений остались для В. В. Алабышева не вполне ясными.



Фиг. 24. Схематическая карта озерных отложений Европейской части СССР (по В. В. Алабышеву, 1932)

1—5 — зона пресноводных сапропелей:

1 — районы кремнеземистых сапропелей (диатомитов),

2 — районы известковистых сапропелей,

3 — районы железных озерных руд (в связи с выходами змеевиков, лабрадоритов и зеленокаменных пород),

4 — районы глинистых озерных сапропелей,

5 — районы песчаных озерных сапропелей;

6 — зона солоноватоводных сапропелитов и минеральных лечебных грязей;

7 — подзона солонцово-солончаковая, с самосадочными озерами;

8 — тундровая пресноводная зона маломощных железобразных сапропелей;

9 — горная (вертикальная) зона пресноводных сапропелей;

10 — северная граница выщелоченных черноземов;

11 — пресноводные сапропели;

12 — известковистые сапропели;

13 — кремнеземистые сапропели;

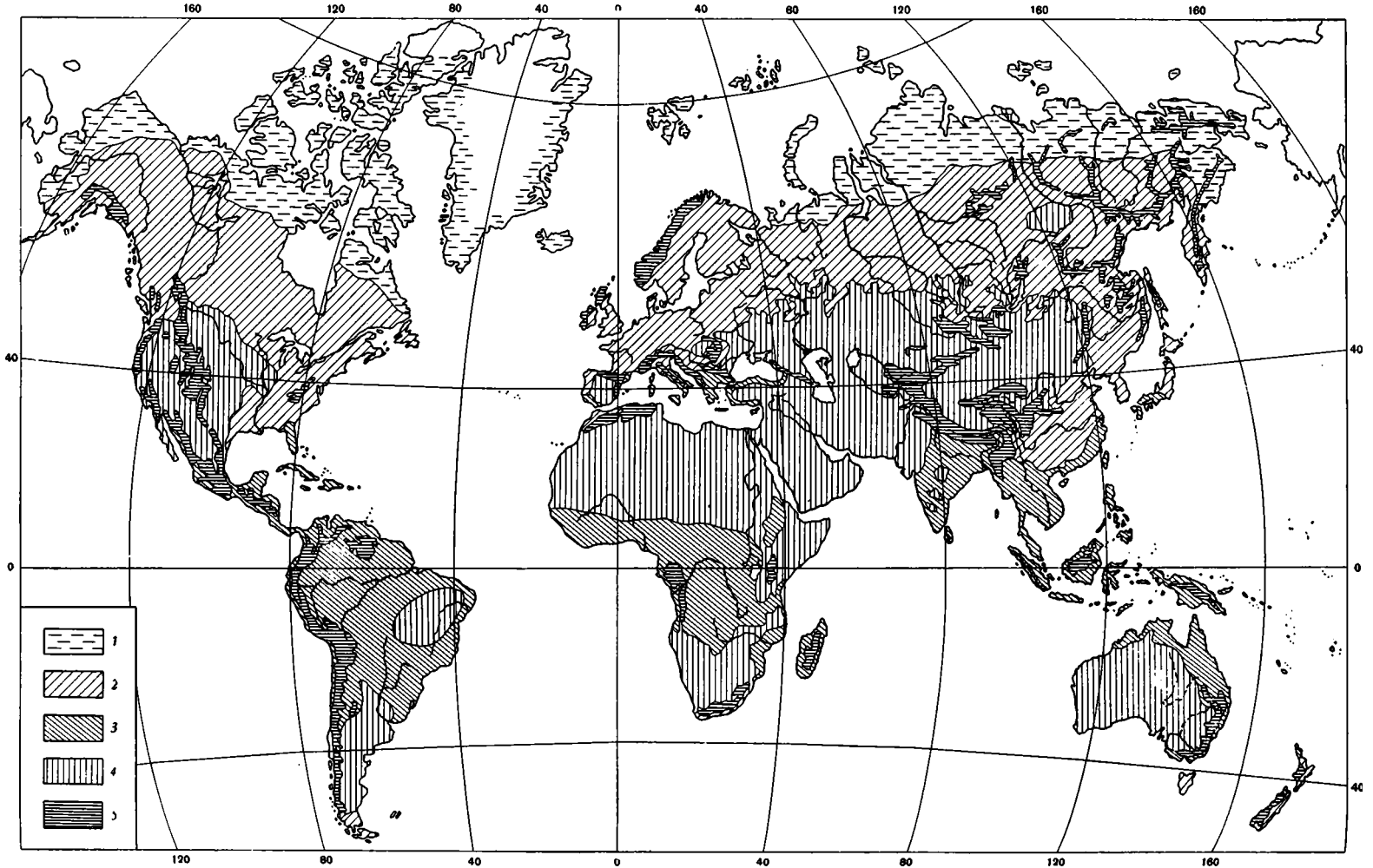
14 — минеральные лечебные грязи;

15 — глауберова соль;

16 — поваренная соль;

17 — соли магния;

18 — железные озерные руды


160
120
80
40
0
40
80
120
160
160
40
0
40
1
2
3
4
5
120
80
40
0
40
80
120
160

3. Районы известковистых сапропелевых отложений, связанных либо с наличием в этих районах карбонатных пород либо карбонатной морены.

4. Районы глинистых пресноводных отложений, где развита глинистая морена. Они охватывают наибольшее число сапропелевых месторождений наилучшего качества.

5. Районы песчаных озерных сапропелей, связанные с зандровой полосой ледниковых отложений. Они отличаются бедностью сапропелевых накоплений органическим веществом.

Так как «в природе нет явлений, вполне однородных на значительной площади», то «в каждом из указанных районов могут встретиться все или почти все типы пресноводных озерных сапропелей, но какой-нибудь из них господствует, в связи с особенностями геологического строения местности и послеледниковой истории страны в этом районе» (там же, стр. 29).

«Если современные сапропели..., — заключает свою статью В. В. Алабышев, — имеют зональное залегание и связаны с пресноводными поясами тропиков и умеренных широт, а минеральные грязи (соли и гипсы.— *Н. С.*) — с поясами засушливых степных полупустынных и пустынных областей, то естественно искать такой же законности в распределении органических (точнее, органогенного происхождения или биолитов)... в отложениях в прежние геологические эпохи. Это прежде всего должно коснуться горючих сланцев и сапропелевых углей, но имея в виду, что зональной законности должны быть подчинены и все вообще биолиты, естественно предполагать, что поясным расположением отличаются синхроничные между собою и все вообще углистые вещества, т. е. как бурые, так и каменные угли и те из биолитов, которые даже несколько отличаются от углей своей природой, например месторождения нефти... Это весьма любопытно, потому что зональность больших скоплений гипса, соли, континентальных песчаников и залежей каменного угля в отложениях древних геологических эпох уже послужила Кеппену и Вегенеру поводом и материалом для выяснения расположения в эти эпохи полюсов, в связи с тем, что и в настоящее время наблюдается зональность полос пустынь по отношению к современным полюсам» (там же, стр. 44).

В. В. Алабышев предполагал приступить к такого рода исследованию, но оно, насколько известно, выполнено не было; во всяком случае, следов его автору этих строк обнаружить не удалось.

Фиг. 25. Схематическая карта зон озерных отложений на площади современных континентов (по В. В. Алабышеву, 1932)

1 — зона тундры с маломощными сапропелевыми пресноводными озерами (до 0,5 *м*);

2 — зона таежно-подзолистая мощных сапропелевых пресноводных месторождений (до 30 *м*);

3 — зона субтропических и тропических пресноводных озерных сапропелей;

4 — зона солоноватоводных сапропелитов и минеральных лечебных грязей, самосадочных озер и солончаков; зональные месторождения озер поваренной и глауберовой соли, соды, магниевых солей, селитры и гипса;

5 — вертикальная горная зона пресноводных сапропелей (до 10 *м*)

5. Новые данные по седиментации в озерах аридного климата

20-е и, особенно, 30-е годы были временем интенсивного исследования также соляных озер засушливой зоны, которое вдохновлялось Н. С. Курнаковым и в значительной степени велось им совместно с В. И. Николаевым, а также И. Б. Фейгельсоном, М. Г. Валяшко и др. Были изучены соляные озера Крыма, Эльтон, Баскунчак, Индерское, предпринято детальное исследование озер Кулундинской степи (З. А. Макаров), где широко развиты содовые озера, исследовались озера Казахстана, отчасти Средней Азии, а кроме того Кара-Богаз-Гол, Сиваш и др. Постепенно накапливался огромный фактический материал, позволявший более глубоко заглянуть в седиментационный процесс рапных озер, чем это было возможно сделать раньше. Эти данные в большой степени содействовали становлению сравнительно-литологической теории современного литогенеза в 50-х годах, и мы остановимся ниже (см. ч. III) на их более подробной характеристике. Здесь же отметим лишь самое важное из того, что было сделано в 20—30-х годах (до 1945 г.).

Прежде всего это выделение трех гидрохимических типов озер: содовых, сульфатных (I класс, по Н. С. Курнакову) и хлоридных (II класс его же; см. ч. III, гл. II).

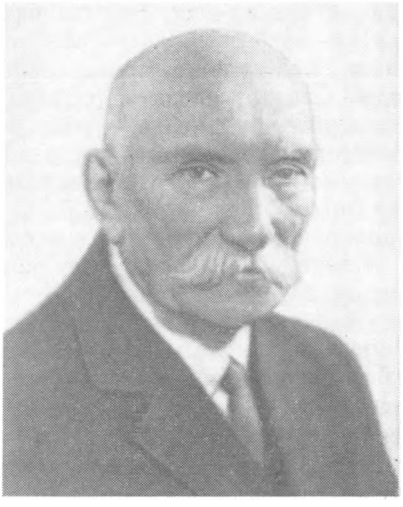
Второе — это детальное фактическое исследование годичных гидрохимических циклов для ряда озер: Танатарских (в Кулундинской степи), Эльтона, Саки, а также Кара-Богаз-Гола и др. Оно позволило непосредственно судить о том, как протекают политермические процессы в наддонной рапе, когда и какие соли переходят в твердую фазу, когда снова растворяются и каков вообще седиментационный итог этих процессов. То, что прежде констатировалось только качественно, теперь обрело количественное выражение. Очень важно было открытие (на примере Сакского озера) того, что при естественном, «солнечном», испарении рапы садка твердых фаз из раствора отчетливо отклоняется от пути, предусмотренного диаграммами Я. Г. Вант-Гоффа (Курнаков, Николаев, 1938). Это отклонение вызывается тем, что осолонение рапы в конце лета идет быстрее, чем кристаллизация тех твердых фаз, которые отвечают отдельным стадиям ее быстрого осолонения. В результате выпадают так называемые метастабильные, неустойчивые твердые фазы, которые затем уже на дне, в самом раннем диагенезе сменяются стабильными (Курнаков, Николаев, 1938). Позже, в 50-х годах, это открытие Н. С. Курнакова было обобщено М. Г. Валяшко (1951) в представлении о том, что выпадение твердых фаз из рапы не только современных, но и древних рапных (соляных) водоемов шло по метастабильному пути. Это, так сказать, магистральный путь галогенеза.

И, наконец, еще существенное открытие: обнаружение иных, кроме указанного А. А. Вериго и Н. С. Курнаковым, путей метаморфизации рапы. Один из них — редукция сульфата натрия бактериями-десульфатизаторами, в результате чего сульфатно-натриевые озера, возможно, превращаются в содовые (Исаченко, 1934). Другой — катионный обмен между поглощенными основаниями глинистых частиц и рапой, в результате чего растворы I класса (содержащие $MgSO_4$) в конечном счете переходят в растворы II класса (без $MgSO_4$), и, даже более того, хлормагниевая рапа переходит в хлоркальциевую (Щукарев, Толмачева, 1930).

Успехи галургов по исследованию соляных озер в 20—30-е годы были настолько значительны, что уже по существу создавали основу теории галогенеза. Однако настоящего оформления эта теория пока не получила. Это станет делом будущего.

В то же время обнаружился существенный пробел в знаниях осадконакопления в аридных водоемах: отсутствие данных по карбонатным

осадкам ранних стадий осолонения. Этот пробел был заполнен уже в самом конце описываемого периода работами, начатыми автором этих строк в 1940 г. совместно с Д. Г. Сапожниковым на оз. Балхаш, причем полевые сборы были выполнены последним.



НИКОЛАЙ СЕМЕНОВИЧ
КУРНАКОВ
1860—1941

Озеро Балхаш представляет собой огромный, но очень мелкий и узкий солоноватоводный бассейн, расположенный в Юго-Восточном Казахстане. Озеро состоит из нескольких плесов, соединенных узкими проливами, и является как бы серией рядом лежащих отдельных озер, слившихся воедино благодаря повышению уровня воды. Основной водной артерией, питающей оз. Балхаш, является р. Или, доставляющая около 85% ежегодного вноса воды в бассейн.

Вблизи устья р. Или соленость воды всего 0,029%, но дальше к востоку она быстро возрастает и на крайнем востоке, в Бурлю-Тюбинском плесе достигает 0,4—0,5%; в юго-западном же, Алакульском плесе — даже 1,9%.

Для озера весьма характерен состав солевой массы; в нем присутствуют, кроме $CaCO_3$, $MgCO_3$, также $NaCl$ и $MgSO_4$, но полностью отсутствуют (по расчету!) $MgCl_2$ и $CaSO_4$. Щелочной резерв очень велик и достигает 6,62 *мг/л* в Бурлю-Тюбинском плесе, причем главным его носителем является магний (Mg^{2+} 289 *мг/л*; Ca^{2+} всего 14 *мг/л*). Величина pH с 8,2 у устья р. Или поднимается до 9,15 в Бурлю-Тюбинском плесе.

Все осадки оз. Балхаш весьма карбонатны, причем содержание карбонатов связано с их механическим составом: прибрежные песчаные всегда менее карбонатны (10—15%), более тонкозернистые илистые в центральных частях озера содержат до 64% карбонатов. При этом в составе карбонатов, как показали реакция Файгля и термограммы, всегда присутствует $MgCO_3$ в виде доломита. На большей части озера, однако, степень доломитности невелика: 10—15%, но в крайних двух плесах — Бурлю-Тюбинском на востоке и Алакульском на юго-западе — она быстро поднимается до 54—69% от суммы карбонатов.

Вниз по колонке в доломитных плесах содержание доломита, независимо от колебаний общего количества карбонатов, резко падает и приближается к тому, какое свойственно центральным частям озера. В более низких частях разреза одной из станций доломитного плеса вновь обнаруживается высокодоломитный слой, а ниже идут низкодоломитные илы. Таким образом, в истории оз. Балхаш современному образованию высокодоломитных осадков предшествовала, по крайней мере, еще одна (а вероятно, и более?) стадия, когда возникали доломитные илы, а в промежутках между ними доломита не отлагалось. Интересно, что доломитный процесс каждый раз начинался в отдельных заливах и отсюда распространялся к центральным частям озера, в которых, однако, не достигал сколько-нибудь заметной силы.

Сопоставляя распределение доломита в осадках с величинами щелочного резерва и pH, автор (1945) заметил, что массовая садка доломита начина-

лась в тех местах, где щелочной резерв поднимался до 260—270 *мг/л*, а pH — до 8,9—9,0. Это совпадение позволило высказать мысль, что доломит в Балхаше представляет собой первичный осадок из наддонной воды. Следует сказать, однако, что последующие экспериментальные работы убедили автора в том, что процесс протекал гораздо сложнее: из наддонной воды выпадают раздельно $CaCO_3$ и основная соль углекислого магния; в диагенезе последняя усредняется и, связываясь с $CaCO_3$, дает доломит (Страхов, 1951). Д. Г. Сапожников (1951), однако, по-прежнему придерживается гипотезы первичного осаждения доломита.

Значение открытия балхашских доломитовых илов заключается не только в том, что впервые в науке было обнаружено массовое накопление этого загадочного минерала, но и в том, что оно перенесло поиски решения проблемы древнего доломитообразования совсем в иную плоскость, чем это было до того традиционным при обсуждении генезиса древних доломитов (см. гл. VII): *в область карбонатных равновесий,* Ca^{2+}, Mg^{2+}, CO_3^{2-}, HCO_3^-, CO_2, или, иначе, в изучение карбонатного режима наддонных вод, и связало его с высоким содержанием суммарной (т. е. во всех видах находящейся) углекислоты.

6. Некоторые итоги и сопоставления

Сопоставляя результаты исследования современных отложений советскими литологами в 20—30-х годах с тем, что было сделано русскими геологами конца XIX—начала XX в., нетрудно видеть, насколько значительными были достигнутые успехи. Если работы предыдущего этапа можно было назвать действительно «первым прикосновением» к современному осадкообразованию, то работы 20—30-х годов (до 1945 г.) были уже этапом серьезного исследования, поставленного на количественную основу — как в гранулометрии, так и в определении, правда ограниченного пока, числа компонентов: $CaCO_3$ (иногда + $MgCO_3$), $C_{орг}$, суммы терригенного материала, иногда еще Mn, P.

Эти работы велись в общем на том же техническом уровне, что и зарубежные исследования, но в них начинают постепенно нащупываться новые идейные установки, получившие потом интенсивное развитие и ставшие характерными именно для советских работ. При изучении морских отложений появляется стремление связать седиментацию бассейна с исследованием (правда пока очень общим) его водосборной площади; при анализе осадкообразования — использовать (где это возможно) карту мощностей отложений; наконец, в самые последние годы — исследовать формы миграции элементов в речных водотоках. Изучение же галогенного осадконакопления в аридных водоемах целиком ставится на физико-химическую основу.

Все эти новые черты в исследовании современного осадконакопления были несомненно глубоко прогрессивными и, вообще говоря, должны были бы обеспечить еще большее воздействие на литологов, изучавших древний литогенез, чем в конце XIX—начале XX в., если бы не одно существенное обстоятельство. *Новые работы выполнялись главным образом в 30-х годах, точнее, даже во второй половине 30-х годов, публикация же их осуществилась еще позже, а некоторые исследования (например, по Каспию) вообще не были в те годы опубликованы.* То, что публиковалось, например по северным морям, было столь кратким и носило большей частью столь беглый, осведомительный характер, что просто не доходило до сознания литологов, даже тех, кто проявлял интерес к современному осадкообразованию. Получилось так, что *влияние работ 20—30-х годов сказалось на исследованиях древних толщ не в те же годы, а гораздо позже — в 50-е, т. е. со значительным запозданием —*

явление самое обычное в истории наук. В 20—30-е же годы подавляющая масса литологов продолжала еще жить теми представлениями о современном литогенезе, какие сложились на предыдущем этапе. Весьма показателен в этом отношении учебник М. С. Швецова (1934). В нем морское осадконакопление излагается именно так, как суммировал его К. Андрэ в «Geologie des Meeresbodens» (K. Andreé, 1920), с небольшим добавлением относительно Черного моря по первым статьям А. Д. Архангельского (1927—1928). Работы по северным морям М. В. Кленовой не использовались вовсе, потому что они, собственно, и не были к тому времени сделаны (см. раздел 1-й).

Это отставание в использовании новых знаний современного осадкообразования сочеталось в 20—30-х годах с весьма отчетливым влиянием на литологию бурно развивавшейся геохимии и — через нее — физико-химии, интенсивно пропагандировавшихся тогда А. Е. Ферсманом и его учениками. В результате развитие литогенетических идей и самих методов построения теоретических схем для древнего литогенеза приобрело в 20—30-х годах своеобразный и в высшей степени характерный вид. Раскрыть его по возможности полнее и будет задачей следующих глав этой части.

глава III

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ В 20—30-е ГОДЫ

В конце XIX—начале XX в. процессы выветривания изучали почти исключительно почвоведы и очень мало — геологи, причем создалось противопоставление поверхностного выветривания глубинному (см. ч. I). В 20—30-е годы в связи с исследованием Al-Fe-Mn руд и каолинов выветривание становится одним из главных вопросов литологической теории, причем уже с начала 30-х годов формулируется ряд существенно разных пониманий этого процесса.

1. «Зона континентального геохимического противоречия» Л. В. Пустовалова

Одна из трактовок принадлежит Л. В. Пустовалову, проводившему в 1930—1932 гг. работы по тульским и липецким рудам. Идейной основой его схемы является введенное им представление о так называемой «зоне континентального геохимического противоречия». Суть его в следующем.

«1. Осадочным породам морского происхождения в основном свойствен комплекс минералов восстановительного характера, которые образуются в них in situ (колчедан, сидерит, глауконит, битумы и пр.), вследствие восстановительных свойств той среды, в которой происходит формирование морского осадка.

2. Указанные сингенетичные минеральные образования в громадном большинстве случаев сохраняются в морских осадочных породах на некоторой (обычно 3—5 *м*) глубине от современной или древней плоскости соприкосновения их с атмосферой. Это дает возможность путем изучения парагенезиса минералов восстанавливать физико-химические условия того ископаемого водоема, в котором накоплялась изучаемая порода.

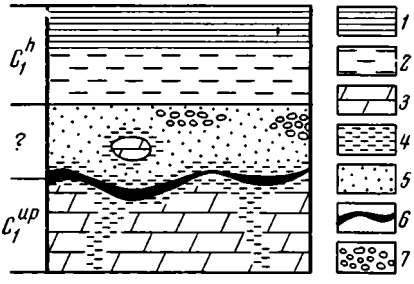
3. По выходе на земную поверхность морских осадочных пород восстановительные свойства последних вступают в резкое геохимическое противоречие с окислительными свойствами атмосферы, что приводит к развитию мощных минералообразующих процессов.

4. Нахождение окисленной зоны, которая: а) характеризуется огромным преобладанием в ней кислородных минеральных соединений, б) легко узнается в большинстве случаев по ее бурому, красному или малиновому цвету (окисленное состояние железа и марганца — своеобразный природный индикатор на имевшую место геохимическую среду) и в) залегает между двумя толщами пород, несущих в основном восстановительный комплекс минералов. Такая зона должна прежде всего рассматриваться вне зависимости от нахождения в ней конгломерата или других грубообломочных пород, как зона континентального геохимического противоречия,

т. е. как результат континентального режима, и, следовательно, как образование древней суши.

5. Путем изучения минералов зоны континентального геохимического противоречия, с одной стороны, и нижележащей свиты морских пород — с другой, мы можем подойти к освещению физико-химических, а в конечном счете — палеоклиматических и физико-географических условий, господствовавших на Земле во времена многочисленных и длительных континентальных перерывов, о которых мы сейчас почти ничего не знаем» (Пустовалов, 1933а, стр. 25).

С изложенных теоретических позиций Л. В. Пустовалов детально проанализировал разрез у дер. Сатинки (фиг. 26).

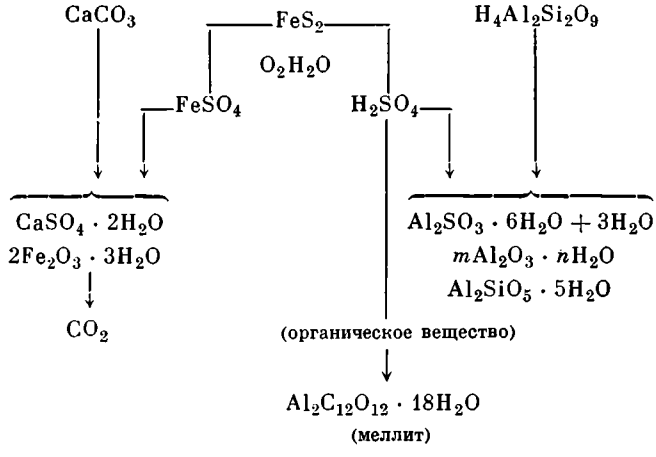


Фиг. 26. Разрез у дер. Сатинки (по Л. В. Пустовалову, 1933а)

1 — уголь;
2 — глина;
3 — известняк;
4 — бокситово-гипсовая порода;
5 — песчано-глинистая порода с кусками известняка, каолином, алуминитом, меллитом;
6 — железистая корочка;
7 — алуминит (?)

В нем он выделяет «несколько своеобразных „микрозон“: 1) верхняя — каолиново-алуминитовая; кроме присутствия соответствующих минералов, она выделяется малым содержанием железа и исключительной белизной как алуминита, так и каолина; 2) бокситово-гипсовая зона; ее окраска светло-серая, местами даже черная, битуминозная; особенно много таких темных включений содержат в себе кристаллики гипса и 3) железистая корка, в которой как бы сконцентрировалось все железо из выше- и нижележащих минеральных образований» (там же, стр. 113).

Так как в упинских известняках присутствуют $CaCO_3$, FeS_2 и глинистое вещество, то описанная контактная зона между ними и налегающими угленосными отложениями трактуется Л. В. Пустоваловым как зона континентального геохимического противоречия, возникшая в послечернышинское время. Суть процессов, происходивших в этой зоне, наглядно видна из данной им схемы (там же, стр. 122).



«Геохимические процессы зоны доугленосного континентального противоречия, — пишет он, — сводились в основном к окислению пирита, заключенного в нижележащих породах; при этом образовывались сернокислое железо и свободная серная кислота. Эти два природных реактива, вступая во взаимодействие с окружающими минералами — кальцитом, каолином и органическими веществами, — дали начало весьма характерному комплексу минералов „контактной породы": лимониту, гипсу, алуминиту, бокситу, меллиту, аллофану» (там же, стр. 129).

Обзор литературных данных привел его к заключению, что «аналогичные продукты доугленосной зоны континентального геохимического противоречия мы находим на всей обширной территории возможного былого распространения упинских и малевко-муравнинских пород» (там же, стр. 128).

Больше того, опираясь на литературные данные о Тихвинском и Журавлинском месторождениях, он и в них увидел характерные признаки зоны континентального геохимического противоречия.

Анализируя изложенные представления Л. В. Пустовалова, естественно выяснить: как же, в сущности, трактовать «зону континентального геохимического противоречия»? Как почвенное образование умеренно влажного климата? Или как латеритную кору выветривания? Для всякого, знакомого с почвоведением, совершенно ясно, что *она не имеет ничего общего с профилем подзолов таежно-подзолистой зоны и что железистую корку в обнажении у дер. Сатинки никоим образом нельзя трактовать как ортштейновый горизонт,* как это пытается делать Л. В. Пустовалов, ибо весь парагенезис минералов его «зоны» совершенно чужд минеральному парагенезису подзола.

По тем же причинам «зону» нельзя рассматривать и как аналог латеритного профиля современных тропиков. Это своеобразное образование, своего рода «геохимический уникум», которому Л. В. Пустовалов пытается придать общее значение.

Интересен метод, с помощью которого была создана концепция. Эта идея, как видно из текста работы, родилась как дедукция из сопоставления восстановительного характера аутигенных минералов морских осадков с резко выраженными окислительными свойствами атмосферы над континентами. Строение же зоны и сущность формирующих ее процессов были выяснены всего на единственном примере — обнажении у дер. Сатинки. Дальнейшее расширение этого наблюдения до общей схемы «алюминиевого века» на Русской платформе получено путем беглого обзора литературных данных по Подмосковью и по Тихвинскому и Журавлинскому месторождениям бокситов, причем у первого месторождения нет ничего общего со строением «зоны» у дер. Сатинки, да и второе могло быть «вогнано» в схему лишь с некоторым насилием. Совершенно очевидно, что перед нами дедуктивно-умозрительное построение, созданное кабинетным путем и подтвержденное по существу лишь единственной внятной иллюстрацией — разрезом у дер. Сатинки.

Так обстоит дело, если ограничиваться анализом только работы Л. В. Пустовалова. Несколько иным становится оно, если ознакомиться с работами 10—20-х годов, выполненными до его монографии. Выясняется, что схема сернокислотного выветривания осадочных пород под влиянием окисления пирита вышележащих пород и проникновения H_2SO_4 в нижележащие была тогда широко известна и развивалась А. Е. Ферсманом (1913) применительно к Тихвинскому месторождению, Н. А. Смольяниновым, В. П. Рязановым и П. Л. Марковым (1926) применительно к Журавлинскому месторождению, В. В. Аршиновым (1916) — к многим бокситопроявлениям Подмосковного бассейна. В 1927 г. О. М. Аншелес, объединив все эти высказывания, превратил их в общую схему бокситообразования на площади от Тихвинского месторождения до Урала (Журавлинки). При

этом он, как и предыдущие исследователи, связывал H_2S_4 с выветриванием пирита в угленосной толще *в эпохи более поздние, чем время формирования этой толщи (вплоть до современного)*. У Л. В. Пустовалова эта же схема получила новое звучание. Основываясь на единственном обнажении у дер. Сатинки, он перенес сернокислотное выветривание в доугленосное время, куда затем были помещены и все объекты, уже объединенные О. М. Аншелесом в *единое генетическое, но не геохронологическое целое.*

Так возникла эффектная «зона континентального геохимического противоречия» и отвечающий ей «алюминиевый век».

Имеет ли эта схема общее значение как схема выветривания осадочных пород? Никоим образом, хотя сам Л. В. Пустовалов излагал ее как таковую. При выветривании осадочных, как и изверженных, пород возникают обычные типы почв, хорошо установленные почвоведами, и потому «зона континентального геохимического противоречия» не описывает того, что в действительности происходило на поверхности древних континентов. Сернокислотное выветривание (которое Л. В. Пустовалов назвал таким звучным именем — «зона континентального геохимического противоречия») есть (и было) лишь частным и очень редким случаем, когда выветриваются богатые пиритом породы. Общей схемой выветривания она не стала, да и не могла стать; к тому же схема была, как мы видели, отнюдь не новой; новым было только ее название.

Интересно, что главе, излагающей представление о доугленосной «зоне континентального геохимического противоречия», Л. В. Пустовалов предпослал в виде эпиграфа следующую цитату из работы Энгельса: «В теоретическом естествознании, которое свои взгляды на природу старается объединить в одно гармоническое целое, без которого в наше время не сделает шага вперед даже самый беззаботный по части теории эмпирик, нам приходится очень часто оперировать с не вполне известными величинами, и логика, последовательность мысли должны всегда заполнять такие неизбежные пробелы познания» (Пустовалов, 1933а, стр. 131). Очевидно, в этой цитате Л. В. Пустовалов пытался найти опору своему широкому построению и своему своеобразному методу. Но попытку эту удачной назвать нельзя.

Гораздо более успешными были идеи Б. Б. Полынова (1934) о «коре выветривания», которые сам он связывал с использованием методов диалектического материализма.

2. «Кора выветривания» Б. Б. Полынова

Кора выветривания, по Б. Б. Полынову (1934) [1], есть та верхняя часть литосферы, которая сложена рыхлыми продуктами раздробления изверженных и метаморфических пород. Он называет ее также ортоэлювием, в отличие от параэлювия, развивающегося на осадочных породах, и неоэлювия, формирующегося на наносах. Мощность коры выветривания весьма сильно варьирует от 500 до 1 *м*. «Сформировавшаяся кора выветривания не представляется однородной..., мы можем выделить в ее пределах достаточно обособленную верхнюю, охваченную биосферой часть, которая носит название *почвы*» (Полынов, 1956, стр. 119). Таким образом, почва органически входит в состав коры выветривания, а не проти-

[1] Цитаты из работ Б. Б. Полынова даются по его «Избранным трудам», изданным в 1951 г.

вопоставляется горизонту особого «глубинного выветривания», как это делалось ранее (в предыдущем периоде).

«Продукты выветривания не сохраняются целиком в этой сложной смеси (разных компонентов, которой является кора выветривания. —*Н. С.*), и по мере их накопления подвергаются некоторому расчленению и группировке, при которой одни из них изолируются от других, и это распределение их во времени и пространстве обусловливается прежде всего различной подвижностью различных слагающих их соединений» (там же, стр. 220). Таким образом, «мы должны принимать во внимание две категории их: 1) остаточные продукты выветривания, остающиеся на месте своего образования, и 2) подвижные, т. е. те, которые более или менее легко уносятся от места своего образования на то или иное расстояние. Необходимо оговориться, что при этом я имею в виду не то перемещение грубыми механическими силами, при котором объектом транспорта являются более или менее крупные обломки горных пород и дифференциация сводится к расчленению по крупности этих обломков, но процессы, связанные *с дифференциацией продуктов химического выветривания* (курсив мой. — *Н. С.*), в которых *главную роль* играет растворяющее и распыляющее действие воды и вынос подвижных продуктов выветривания производится как водой, стекающей по поверхности, так и просачивающейся сквозь толщу рыхлых наносов и образующей внутренний сток» (там же, стр. 258).

При такой постановке вопроса первостепенное значение имеет определение геохимической подвижности разных химических компонентов.

Эта подвижность была определена Б. Б. Полыновым следующим образом: «Представим себе, что в некоторый определенный срок времени какая-либо определенной величины масса горной породы отдает в раствор речной воды весь заключавшийся в ней хлор. Если бы соединения серы этой породы обладали такой же подвижностью, как и соединения хлора, то количество SO_4^{2-}, растворенного в речной воде, должно было быть в три раза больше, чем количество хлора, как это мы наблюдаем в составе горных пород, ... т. е. оно должно было бы составлять 20,25% от всего минерального остатка. В действительности же оно... составляет только 11,6%, т. е. сера, выраженная в ионах SO_4^{2-}, перешла за этот же промежуток времени в раствор лишь в количестве 57% от ее массы, заключенной в горной породе. Распространяя этот прием исчисления на все другие соединения и элементы, получаем числа, приведенные в третьем столбце (в %):

1-я фаза	Cl	100
	SO_4^{2-}	57
2-я фаза	Ca	3,00
	Na	2,40
	Mg	1,30
	K	1,25
3-я фаза	SiO_2 силикатов	0,20
4-я фаза	Fe_2O_3	0,04
	$Al_2O_3 + SiO_2$ кварца	0,02

Расположенные таким образом, они дают ясное представление о том, какие последовательные фазы выноса элементов претерпевает кора выветривания при своем формировании. Первая фаза знаменуется тем, что продукты выветривания лишаются соединений хлора и серы. Само собой

разумеется, что с этими анионами уходит и некоторое количество катионов, но значительная часть последних остается еще связанной с другими анионами и, главным образом, понятно, в форме силикатов. Во второй фазе продукты выветривания, уже лишенные соединений хлора и серы, лишаются щелочных и щелочноземельных оснований... В третьей фазе лишенные в значительной части щелочных и щелочноземельных оснований продукты выветривания лишаются кремнезема оснований. И, наконец, в последней, четвертой, стадии, когда продукты выветривания слагаются почти исключительно полуторными окислами, последние также подвергаются большему или меньшему перемещению» (там же, стр. 222, 223).

БОРИС БОРИСОВИЧ
ПОЛЫНОВ
1877—1952

Эти представления о стадиальном характере выноса элементов из коры выветривания позволяют перейти «к тем, если угодно, проблематическим стадиям остаточной коры выветривания, которые подсказываются как таблицей миграции, так и дополнительными соображениями. Таких стадий можно наметить четыре:

1. Стадия обломочной коры выветривания.
2. Стадия обызвесткованной или насыщенной сиаллитной коры выветривания.
3. Стадия остаточной кислой сиаллитной коры выветривания.
4. Стадия аллитной коры выветривания.

Первая стадия не требует пояснений — это продукты грубого механического разрушения. Вторая стадия соответствует моменту удаления по преимуществу соединений хлора и серы. В этой стадии остается еще достаточно оснований, чтобы насытить ацидоидные кремнеглиноземные и кремнеземные системы, и реакция среды остается или щелочной или, в крайнем случае, нейтральной. При относительном избытке в породе кальция он в некоторой своей части фигурирует в продуктах выветривания в форме углекислого кальция.

Дальнейшее выщелачивание оснований... ведет к образованию типичных остаточных глин типа каолина, т. е. кремнеглиноземных кислот. Это будет третья стадия.

Кремнезем в той или иной степени выносится в течение всех трех стадий, но это по преимуществу кремнезем простых силикатов и боковых цепей в продуктах присоединения алюмосиликатов. В известный же момент усиливается распад кремнеглиноземного ядра и выносится кремнезем этого ядра. Этот момент накопления полуторных окислов и остаточного кремнезема — кварца мы, следуя терминологии Гаррасовица, и называем *аллитной стадией,* т. е. нашей четвертой стадией» (там же, стр. 262).

Эти «абстрактные» «проблематические стадии остаточных продуктов», намеченные чисто дедуктивным путем, Б. Б. Полынов пытается иллюстрировать природными явлениями. Стадию обломочной коры, как общеизвестную, он обходит, и иллюстрации начинаются с обызвесткованной сиаллитной коры, насыщенной основаниями, особенно Са. Он наблюдал ее

«в изобилии» на продуктах выветривания базальтов, порфиритов, гранитов и метаморфических пород в Северной Монголии и Гоби. Кислая сиаллитная кора (III стадия) распространена в обширной области Средней Европы, Восточной Сибири, Дальнего Востока и Фенноскандии. Она образована на вторичных слюдах. «Реальным представителем четвертой формы остаточной коры выветривания — формы накопления остаточного кварца и полуторных окислов — являются всем известные латериты, свойственные влажным тропическим странам» (там же, стр. 264).

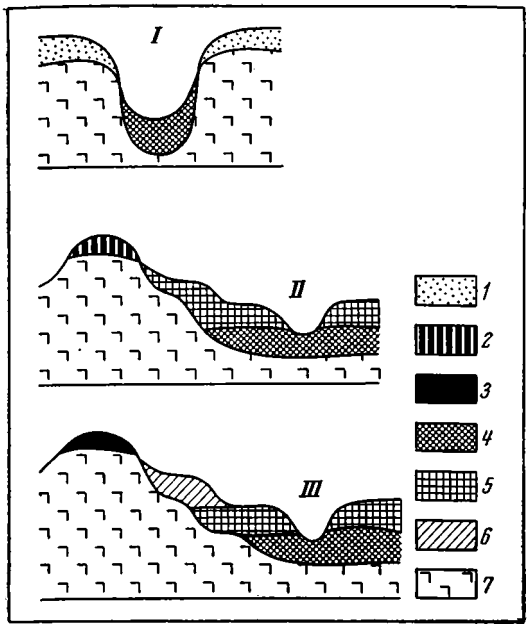
Таким образом, Б. Б. Полынов иллюстрирует свою схему стадийности развития ортоэлювия примерами почв, взятыми из разных климатических зон. Сами по себе эти примеры для того времени были общеизвестны, но господствовавшая климатическая теория почвообразования рассматривала их обособленно друг от друга, как равновесные системы, свойственные разным климатам. Б. Б. Полынов же *считает эти климатические типы лишь стадиями единого процесса развития, которые в разных климатах достигаются за определенный промежуток времени.* «Мы приходим к общему заключению, — пишет он, — что климат, т. е. гидротермические условия выветривания, оказывает существенное влияние на интенсивность этого процесса, *отнюдь не изменяя его общего направления,* и если мы в настоящий геологический момент наблюдаем на широких пространствах приуроченность обызвесткованного ортоэлювия и карбонатных аккумуляций к сухому степному климату, а аллитного ортоэлювия к влажному тропическому, то это происходит не потому, что указанным климатам соответствуют свои постоянные и независимые один от другого типы выветривания, а потому, что к данному геологическому моменту процесс выветривания в различных климатах дошел до различных фаз — и именно тех, которые мы наблюдаем в данный момент» (там же, стр. 237).

Отсюда «есть основание ... предполагать, что при наличии длительного процесса выветривания оно может достигать аллитной стадии и вне пределов влажного тропического климата» (там же, стр. 266). Но «я... буду категорически утверждать, — пишет Б. Б. Полынов, — что никогда и ни при каких условиях в пустыне латерита не получится» ибо «период, потребный в условиях сухого климата для аллитизации ныне обызвесткованного ортоэлювия, выходит за пределы того времени, в которое совершаются другие геологические циклы и, в частности, циклы эрозии» (там же, стр. 283).

Итак, хотя стадийность формирования элювиального процесса на поверхности нашей планеты везде одинакова, конкретные стадии, до которых доходит этот процесс в конкретных регионах, контролируются климатическим режимом и общей геологической историей этих регионов.

Б. Б. Полынова интересует, однако, не только судьба элювиальной коры выветривания изверженных и метаморфических пород, но и судьба *аккумулятивной коры,* т. е. механически смытого и отложенного на склоне водоразделов материала, в делювии, пролювии и на дне континентальных впадин, а также растворов, вымытых из ортоэлювия. При этом им чисто дедуктивным путем разработана весьма оригинальная схема (фиг. 27).

«В пределах однородного массива, выветривание которого на водоразделах достигло той или иной стадии ортоэлювия, состав наносов, одевающих склоны и депрессии, будет изменяться соответственно геоморфологическим условиям. Хлориды и сульфаты будут или совершенно выноситься в морские бассейны, или, при наличии замкнутых впадин, будут аккумулироваться в наиболее низких пунктах таковых, т. е. в предельных пунктах сноса. Область отложения карбоната кальция будет несколько больше: она не ограничится наиболее низкими пунктами бессточных впадин, но охватит и склоны их. И, наконец, еще больше будет площадь еще менее подвижных продуктов выветривания и в том числе кремнезема» (там же, стр. 270).



Фиг. 27. Связь стадий развития аллювиального процесса со стадиями формирования аккумулятивной коры выветривания (по Б. Б. Полынову, 1934)

1 — обызвесткованный ортоэлювий;

2 — сиаллитный ортоэлювий;

3 — аллитный ортоэлювий;

4 — хлоридно-сульфатный нанос;

5 — карбонатный нанос;

6 — сиаллитный нанос;

7 — первичная коренная порода

Эта схема, которую сам же Б. Б. Полынов называет полученной «в значительной степени дедуктивным путем», иллюстрируется также несколькими примерами. Для хлоридно-сульфатной аккумулятивной коры, отвечающей обызвесткованному элювию, указываются соляные озера и соленосные отложения Гоби и Монголии. Для сиаллитной коры — профили от горных массивов Кентея и Северной Монголии к лёссовидным карбонатным наносам и террасам его (массива) рек и, наконец, к соленосному аллювию среднего течения р. Хары или Толы близ Улан-Батора. Для стадии аллитной коры примером аккумулятивной коры служит профиль, начинающийся латеритами водораздела между реками Конго и Замбези и продолжающийся в юго-западном направлении к долине р. Кунене или в южном — к области пустыни Калахари и ее бассейну соляных озер. Таким образом, по Б. Б. Полынову, получается закономерная связь в распределении различных типов остаточной и аккумулятивной коры выветривания с геоморфологическими условиями (см. фиг. 27).

Она сводится к трем положениям:

«1. *Обызвесткованный ортоэлювий водоразделов сопрягается с расположенной на более низких уровнях аккумулятивной хлоридно-сульфатной корой выветривания в форме наноса, обогащенного хлоридами и сульфатами, причем солесборной областью для сульфатов и хлоридов служит вся толща остаточной коры выветривания, слагающая водосборную площадь (гобийский тип).*

2. *Сиаллитный ортоэлювий водоразделов сопрягается с расположенной на более низком уровне аккумулятивной карбонатной и на наиболее низших ступенях — хлоридно-сульфатной корой выветривания. При этом вся толща сиаллитного ортоэлювия служит областью питания для карбонатных аккумуляций, а для хлоридно-сульфатных к ней прибавляется и толща карбонатной коры выветривания (северомонгольский тип).*

3. *Аллитный ортоэлювий водоразделов сопрягается с расположенными в последовательности обозначений на более низких уровнях аккумулятивными: сиаллитной, карбонатной и на самом низком — хлоридно-сульфатной корой выветривания (тип бассейнов Конго и Замбези)*» (там же, стр. 232, 233).

Нетрудно видеть, что в целом Б. Б. Полынову удалось дать стройную картину элювиального процесса на вершинах водосборных площадей и увязать ее с характером аутигенных новообразований в делювиально-пролювиальном чехле, а также в водоемах на дне котловин. Следует, однако, подчеркнуть, что по своей сущности это было дедуктивно-умозрительное построение, которое только иллюстрировалось некоторым фактическим материалом, а не анализировало всей массы его. Сам Б. Б. Полынов, как видно из предыдущего, неоднократно подчеркивал именно такой характер своей концепции и указывал на случаи отклонения от нее, тут же высняя их причины.

Судьба концепции Б. Б. Полынова неодинакова для разных ее частей. Идея о едином, но стадиальном процессе выветривания (или элювия) на всем лике Земли, только останавливающемся на разных стадиях в разных климатических зонах, оказалась плодотворной, вошла в жизнь и стала одной из частей общей теории литогенеза, дополнившись при этом новым конкретным материалом о минералогической зональности профиля коры. Что же касается идеи аккумулятивной коры выветривания, то она не нашла себе признания среди литологов, ибо процессы, протекающие в конечных водоемах стока, если это даже замкнутые озерные, происходят совсем не так, как рисует их схема Б. Б. Полынова. *Аутигенная седиментация в водоемах — даже озерных — определяется не только составом поступающего в них растворенного материала, но и собственной жизнью бассейна, которая выпала из поля зрения Б. Б. Полынова.* Поэтому, например, не случайно, что под хлоридно-сульфатным верхним слоем соляных озер в гобийском типе располагаются карбонатные отложения (доломиты, известняки с магнезиальными глинами), которые схемой Б. Б. Полынова вовсе не предусмотрены, Точно так же в озерах влажной зоны с любым — сиаллитным или аллитным — выветриванием на водосборах никогда нет ни сульфатов и хлоридов в осадке, ни часто даже карбонатов, да и в воде этих озер Cl^-, SO_4^{2-} и CO_3^{2-} находятся в ничтожных количествах.

Впрочем, нужно сказать, что представления Б. Б. Полынова о геоморфологических закономерностях распределения аккумулятивной коры выветривания не отличаются четкостью, и, например, его характеристика распределения сульфатно-хлоридной, карбонатной и сиаллитной аккумулятивной кор (в цитате со стр. 270) противоречит рисунку, призванному иллюстрировать это распределение, равно как противоречит и геохимической подвижности членов им же самим установленного ряда. К сожалению, много позже появления работ Б. Б. Полынова все же нашлись геологи, которые не только уверовали в эту наиболее слабую сторону его представлений об аккумулятивной коре выветривания, но и распространили их даже на древние морские бассейны, чего сам автор концепции никогда не делал (Казаринов, 1965, и др.).

3. Начало работ над конкретными корами выветривания

Как это обычно бывает у исследователей, склонных к дедуктивно-умозрительным построениям, Б. Б. Полынов, сформулировав в 1934 г. в общей форме идею стадийности развития коры выветривания и проиллюстрировав ее несколькими примерами, на этом и закончил, занимаясь остальное время совсем другими вопросами — геохимией ландшафта, ролью живого вещества и т. д. Так же поступил и Л. В. Пустовалов. Конкретизация учения о корах досталась на долю более эмпирически мыслящих исследователей, притом литологов и минералогов. Эти работы начались в 30-х годах во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС), где

исследователи, приступившие к изучению бокситов, сейчас же столкнулись с вопросом об источниках Al, Fe, Ti в них. Так как мезозойские бокситы на всем пространстве от Мугоджар до Салаира тесно были связаны с корой выветривания, то естественно, она была включена в исследование. К сожалению, изучение кор базировалось на довольно скудной методике валового анализа и микроскопии, причем в качестве образца была взята работа Гаррасовица о латеритах. Кора изучалась на разнообразных породах: гранитах, порфиритах и других (Б. М. Федоров, А. К. Белоусов, А. Л. Яншин и П. Л. Безруков и др.). Полнее других были работы двух первых названных ученых.

Оказалось, что профиль коры везде начинается слабо измененными породами, за которыми выше следуют породы сильно измененные, затем глины каолинитового состава с примесью «вторичных» серицитоподобных слюд. На самом верху порфиритовой коры Б. М. Федорову удалось обнаружить горизонт мощностью около 1 *м*, с большим содержанием свободного глинозема, как это видно из сопоставления следующих цифр: SiO_2 — 11,01%; Al_2O_3 — 28,43%; Fe_2O_3 — 13,39%; TiO_2 — 8%. Солянокислая вытяжка из того же горизонта дала: SiO_2 — 0,65%; TiO_2 — 1,18%; Al_2O_3 — 22,97%; Fe_2O_3 — 29,28%. Совершенно очевидно, что здесь представлен типичный латеритный профиль, в верхнем горизонте которого каолинит распадается на полуторные окислы. Появление свободного глинозема отмечалось и в других разрезах коры на Урале и Казахстане, но содержание его (судя по содовым и солянокислым вытяжкам и микроскопии) было невелико, и случай, описанный Б. М. Федоровым (1937), был уникальным.

Таким образом было установлено, что раннемезозойская кора выветривания на обширных пространствах урало-алтайских герцинид развивалась, несомненно, по типу латеритного выветривания, но верхние горизонты профиля, как правило, не сохранились.

Так как изучение коры выветривания в ВИМС'е имело строго определенную цель — выяснение типа выветривания, то после решения этого вопроса работы по коре здесь прекратились. Но зато они начались в ГИН'е АН СССР, где их стал вести (с 1936 г.) И. И. Гинзбург с сотрудниками, продолжавший эти исследования в течение почти трех десятилетий, до своей смерти. Учение о конкретных корах выветривания было создано именно здесь.

Первоначальным объектом была никеленосная кора на ультраосновных породах Южного Урала. До войны исследования находились еще в начальной стадии, но уже тогда И. И. Гинзбургом были выделены два типа коры — линейный, или аккермановский, связанный с выветриванием ультраосновных пород вдоль разломов, и площадной, или халиловский, формировавшийся на водораздельных площадях, в междуречьях. Дальнейшая разработка вертикальной зональности площадной коры выветривания на разных породах приходится уже на 40—60-е годы.

Кору выветривания на осадочных породах в 1930—1935 гг. изучал Б. П. Кротов попутно с исследованием железных руд алапаевского типа. Существенно интересных результатов, однако, при этом получено не было. Темные глинистые сланцы постепенно разрыхлялись, становились сиреневыми и белыми. Известняки подвергались выщелачиванию в верхней части сохранившегося профиля, окремнению — в нижней. Неэффектность коры выветривания на осадочных породах Б. П. Кротов (1935) объяснял тем, что верхние горизонты смыты и сохранились лишь корни элювиального плаща. Кору выветривания эффузивных и осадочных толщ изучали также геологи, разведывавшие в начале 30-х годов марганцовые месторождения Западной Сибири, но без каких-либо отчетливых результатов.

Подводя итоги изучению кор выветривания не только у нас, но и за рубежом, И. И. Гинзбург в 1941 г. писал: «В настоящее время имеется полная возможность выделить латеритный, каолиновый, галлуазитовый, монтмориллонитовый и гидрослюдистый типы выветривания», причем «тип выветривания называется по той зоне, которая минералогически и стратиграфически развита наиболее полно». Такая типизация кор выветривания, в сущности, не противоречит идее стадийности элювия, а только конкретизирует ее конечные результаты. Все коры образуются в результате гидролиза минералов силикатных пород. Всюду «можно отметить повышение pH образующихся минералов сверху вниз. Таким образом, кислотность или щелочность выветривания имеют в вертикальном разрезе зональный характер. В верхних зонах, где выветривание сказывается более сильно и где породы более разрыхлены, дренирование грунтовых вод происходит более интенсивно, отчего воды верхних горизонтов оказываются менее щелочными, а в присутствии органических веществ даже кислыми... По мере развития процессов разложения пород происходит опускание отдельных зон и, в связи с этим, изменение pH и минерального состава зон... Выветривание не всегда развивается во всех своих стадиях, а останавливается на той, которая в данных физико-химических условиях является более устойчивой.

... В течение геологических периодов имеют место наложения на первоначальную кору других процессов, в результате чего она в той или иной своей части подвергается преобразованию» (Гинзбург, 1941, стр. 57), которое протекает в самых разнообразных формах: редукции и выносе Fe, либо наоборот, вторичном ожелезнении, десилификации и ресилификации и т. д.

Сделана попытка дать геохронологию кор выветривания на территории СССР, причем, по мнению И. И. Гинзбурга, «древняя кора выветривания преимущественно связана с девонским, триасовым, юрским, третичным и четвертичным периодами» (там же, стр. 60).

глава IV

ПРОГРЕСС В ПОЗНАНИИ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИСА В 20—30-е ГОДЫ

Два обстоятельства вызвали существенные сдвиги в познании песчаных, алевритовых и глинистых пород: 1) внедрение в их исследование иммерсионного, а для глин — термографического и рентгеновского методов; 2) расширение площадей исследования и, в частности, включение геосинклинальных зон.

1. Терригенно-минералогический анализ песчано-алевритовых пород; монография В. П. Батурина

Инициатором введения иммерсионного метода у нас был О. М. Аншелес, который впервые (в 1925 г.) использовал его при изучении пород Тихвинского бокситового месторождения. Более широко этот метод был применен О. М. Аншелесом в 1926—1927 гг. при исследовании пород Урало-Эмбинского района. В этой работе им были введены некоторые очень существенные усовершенствования: смена иммерсионной жидкости в препарате на столике микроскопа, причем исследуемое зерно, предварительно поставленное в центр поля зрения, сохраняет свое положение. Для количественного изучения тяжелой фракции О. М. Аншелес выбрал в качестве иммерсионной среды йодистый метилен ($n=1{,}74$), в котором акцессорные минералы разбиваются на три большие группы: с показателем преломления существенно выше, близкими и меньшими, чем 1,74, что значительно облегчает их быстрое и правильное определение. Позже О. М. Аншелес работал в Грозненском районе, а его ближайший ученик В. П. Батурин — в Баку. Здесь изучение терригенных минералов в зернах для целей стратиграфической корреляции нефтеносных песчано-глинистых толщ особенно привилось, и вокруг В. П. Батурина сплотился некоторый круг литологов, продолжавших это дело и после его ухода из Баку (П. П. Авдусин, Г. Ю. Фукс-Романова, С. Г. Саркисян, А. Г. Алиев и др.). С развитием нефтяных разведок аналогичные группы, занимавшиеся терригенно-минералогическим анализом, возникли во многих других местах — Ленинграде, Москве, в Средней Азии, во Втором Баку и т. д.

Нужно сказать, что для развития литологических идей в 20—30-е годы эти практически важные работы дали в общем мало. Но все же нельзя не отметить в качестве одной из весьма впечатляющих работ того времени монографию В. П. Батурина (1931) [1], посвященную петрографии

[1] В переработанном и дополненном виде эта работа была переиздана в 1937 г. Цитаты приведены из второго издания.

плиоценовой продуктивной толщи Апшеронского полуострова. В этом исследовании привлекает к себе внимание детальное изучение терригенных минералов как в разрезе продуктивной свиты, так и площади.

«Основной чертой песков продуктивной толщи, — пишет В. П. Батурин, — служит их кварцевый состав. Наиболее богаты кварцем пески балаханской свиты и „перерыва", где процент последнего доходит до 90, редко спускаясь ниже 70 (имея в виду расчеты на преобладающую фракцию, чаще всего 0,05—0,25 *мм*).

Пески верхов балаханской свиты, а также сураханской и сабунчинской уже содержат кварц в несколько меньшем количестве, в среднем от 50 до 70%.

Обращает на себя внимание минералогический состав фракции 0,01—0,05 *мм*. В песках верхнего отдела, особенно глинистых, среди зерен этих диаметров преобладают сильно разрушенные алюмосиликаты, главным образом полевые шпаты и, вероятно, обломки глинистых пород, представляя скопления серцита, каолинита и других вторичных минералов. Совершенно иная картина наблюдается в песках „перерыва" — здесь фракция 0,01—0,05 *мм* на 80—90% состоит, за редким исключением, из оскольчатых обломков кварца. Среди песков верхнего отдела подобные чисто кварцевые фракции зерен в интервалах 0,01—0,05 *мм* довольно редки» (Батурин, 1937, стр. 191).

Изучив мезо-кайнозойские породы Кавказа и Закавказья, В. П. Батурин убедился, что в них отсутствуют такие накопления кварца, какие он находил в продуктивной толще. Происхождение кварца в продуктивной толще становилось загадочным.

«Еще более непонятным и совершенно отличным от подстилающих отложений явился состав тяжелой фракции песков продуктивной толщи. Минералы дистен, ставролит и силлиманит, равномерно рассеянные во всей толще от подошвы до кровли, почти не отмечались в подстилающих свитах Восточного Закавказья. Анализы мезозойских и палеогеновых песков или совершенно не обнаруживали этих минералов или отмечали их спорадически. То же подтверждают анализы современных осадков, генетически связанных с переработкой более древних свит. Наличие пироксенов среди изверженных пород Малого Кавказа и широкое распространение их в современных песках Куры, при полном отсутствии минералов из группы дистена и силлиманита, исключали Малый Кавказ как источник терригенного материала тяжелой фракции для продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

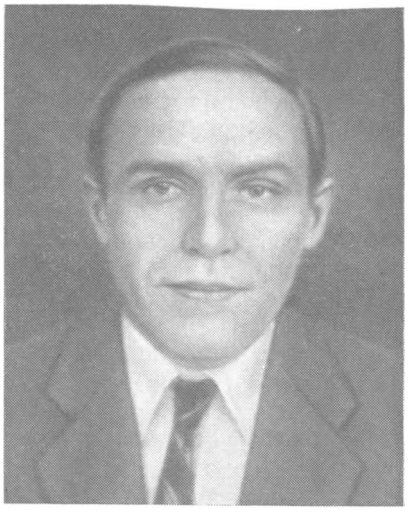
Распространение в мезозойских и палеогеновых отложениях восточной оконечности Главного хребта главным образом устойчивых минеральных видов, как гранат, циркон и турмалин, указывает, что и Главный хребет не служил источником дистеново-силлиманитовой группы» (там же, стр. 192).

Загадка разрешилась, как только В. П. Батурин изучил пески волжской дельты, полученные им от В. В. Валединского и Б. А. Аполлова — в Тбилиси.

«Вернувшись в Баку и изучив привезенные волжские пески, мы не были очень удивлены, когда их минералогический состав как легкой, так и тяжелой фракций оказался совершенно тождественным с песками продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Сходство было настолько близким, что легко было спутать препараты современных песков с некоторыми продуктивными». В порядке распространенности в волжских песках присутствуют эпидот, ильменит, роговая обманка обыкновенная, циркон, ставролит, дистен, силлиманит, гранат, турмалин, рутил, апатит, биотит, роговая обманка базальтическая, зеленая слюда, пироксены. «Некоторые из минералов, как брукит, анатаз и, возможно, другие, не были встречены в просмотренных образцах волжских песков, но и

в осадках продуктивной толщи их присутствие отмечается крайне редко и в виде единичных зерен...

После исследования волжских песков первая и основная часть проблемы об источниках обломочного материала ... могла считаться решенной. Область Русского кристаллического щита, Урала, а частью и Фенноскандии — вот откуда направлялись обломочные продукты для формирования продуктивной толщи. Только такая площадь, как Русская платформа, служившая с древнего палеозоя ареной разрушения и созидания осадков из архейских кристаллических пород, могла давать в течение многих тысяч лет отложения приблизительно одного минералогического состава. Замечательная однородность тяжелой фракции, прослеженная, за небольшими исключениями, от подошвы до кровли продуктивной толщи, несомненно характеризует снос из области, где многократными эрозионными циклами выработалась какая-то средняя минералогическая проба обломочных накоплений» (там же, стр. 194—195).



ВЛАДИМИР ПЕТРОВИЧ
БАТУРИН

1902—1945

Разбирая возможные пути поступления обломочного материала с Русской платформы, В. П. Батурин приходит к заключению, что «мы должны признать речной перенос единственно возможным для накопления в области Апшеронского полуострова огромной толщи песчаных осадков, сложенных из продуктов денудации Русской платформы» (там же, стр. 197). Сравнение же гранулометрии осадков волжской дельты с гранулометрией песков продуктивной толщи показывает их большое сходство. Различие в том, что «грунты авандельты (Волги. — *Н. С.*) почти не содержат илистой фракции, тогда как в песках продуктивной толщи ее в среднем около 10%, а в глинистых разностях и больше» (там же, стр. 199). «Песчаный характер кирмакинской и балаханской свит на всех площадях Апшеронского полуострова и близкий механический состав позволяют параллелизовать их именно с осадками авандельты» (там же, стр. 200).

Таким образом, Апшеронский полуостров во время формирования продуктивной толщи был занят дельтой Палеоволги (фиг. 28). «Несколько меньшая степень обработки песков продуктивной толщи позволяет считать, что скорость течения Палеоволги, как в области дельты, так и выше, была несколько больше волжской; это согласуется и с появлением в некоторых разрезах балаханской свиты сравнительно грубых песков. В этих условиях предельный диаметр катящихся по дну обломков повышался, и часть осадка, переносимая в современных условиях путем волочения, шла во взвешенном состоянии. В некоторые моменты жизни речной системы скорость течения повышалась настолько, что передвигала грубозернистые осадки, давшие начало „перерыву“» (там же, стр. 203).

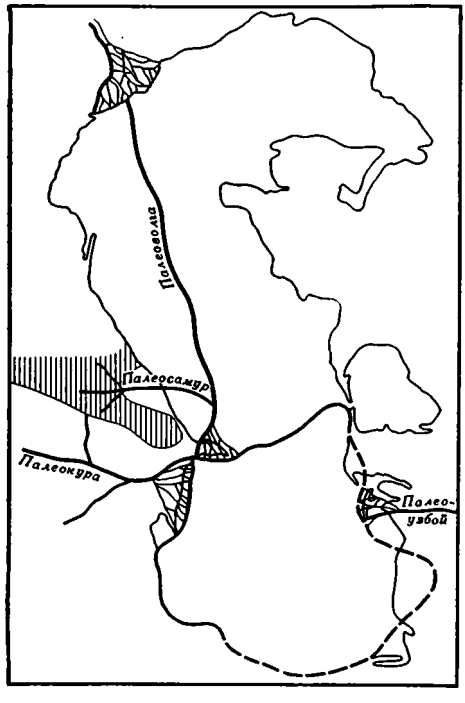
Характерную петрографическую особенность осадков «перерыва» составляет то, что в гравии и гальках, несомненно, присутствуют обломки

пород мелового, понтического, сарматского и спириалисового возраста, обнажающихся в ближайших отрогах Главного хребта и Дагестана. Для объяснения этой особенности В. П. Батурин допускает, что в продуктивное время уже существовал другой речной водоток — Палеосамур. «Воды, собиравшиеся в (его — *Н. С.*) бассейне, в своем движении на восток встречали Палеоволгу, сливаясь с ней, вероятнее всего, лишь в нескольких десятках километров выше дельты ... Если в свитах „перерыва" участие осадков Палеосамура особенно отчетливо и бесспорно, то с помощью микроскопа и механического анализа можно распространить его влияние на всю продуктивную толщу, — влияние то ослабевающее и незаметное, то усиливающееся и заглушающее элементы платформы» (там же, стр. 204). Оно сказывалось «в двух направлениях: привносом тонких илистых частиц, а также песчаных фракций и грубообломочных материалов» (там же, стр. 206).

Так, в отложениях продуктивной свиты, помимо решающего влияния Палеоволги, устанавливается еще влияние речной артерии, дренировавшей начинавший воздыматься Кавказ. В. П. Батурину удалось обнаружить далеко за пределами Апшеронского полуострова фацию предгорных галечников, мощностью 600 *м*, между реками Шахнабатчай и Куручай, а затем по рекам Геокчай и Агричай. «Теперь эти конгломераты легко связываются с покровами галечников, формировавшимися вдоль южного склона Кавказского хребта левыми притоками Палеокуры, которые с момента послепонтической складчатости переполняют разрез плиоцена галечниками» (там же, стр. 208).

К югу от Апшеронского полуострова начиналась уже область влияния Палеокуры, выделяемая в роговообманково-пироксеновую провинцию.

Изложенные выводы В. П. Батурина были так неожиданны и вместе с тем настолько аргументированы скрупулезным изучением терригенных компонентов, что сразу же обратили внимание на еще молодого тогда автора. В истории первого этапа развития советской литологии эта монография несомненно сыграла очень большую роль. Она показала не только возможности уверенной корреляции немых толщ. Она привлекала внимание к терригенным минералам как новому средству палеогеографического анализа, которое позволяет, с одной стороны, судить о составе питающих провинций, с другой — различать внутри бассейна области, в которых захоронялся материал этих разных питающих провинций, намечать пути палеотечений. Палеогеографическая карта как бы оживала, становилась более одушевленной и внутренне гораздо более содержательной, чем было до тех пор.



Фиг. 28. Карта конца века продуктивной толщи (по В. П. Батурину, 1937)

Заштрихована область денудации Главного Кавказского хребта

2. Некоторые общие идеи В. П. Батурина в терригенно-минералогическом изучении песчано-алевритовых пород

Помимо конкретного результата — выяснения генезиса продуктивной толщи — работа В. П. Батурина интересна еще и тем, что она ввела в исследовательскую работу несколько более общих методических и генетических идей, быстро укоренившихся в науке и ставших затем руководящими. Наиболее полно они изложены во втором издании его монографии (1937), которой мы и будем пользоваться в данном случае.

Это прежде всего понятие о «питающих провинциях» и «терригенно-минералогических провинциях».

Первое понятие было введено в науку, собственно, Мильнером в 1922 г., но В. П. Батурин придал ему некоторые новые черты. Питающей провинцией Мильнер назвал «некоторый пространственно ограниченный комплекс, обнимающий все породы (изверженные, метаморфические и осадочные), участвующие в образовании современных с ним накоплений осадков». Принимая эту формулировку, В. П. Батурин добавляет, «что пространственно ограниченный комплекс должен быть петрографически индивидуальным, при этом не обязательно, чтобы эта индивидуальность базировалась на глубоком генетическом сходстве изверженных пород и принадлежности их к одной провинции. Черты индивидуальности могут заключаться и в соотношении осадочных, изверженных и метаморфических пород, принимающих участие в сложении данной питающей провинции, и в особых свойствах осадочных пород, и в других признаках, налагающих характерный отпечаток на продукты, формируемые при денудации данной площади» (Батурин, 1937, стр. 19).

Понятие о терригенно-минералогических провинциях введено в науку самим В. П. Батуриным в 1931 г., причем он определил их так: «Терригенно-минералогическими провинциями называются области седиментации геологического прошлого, охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов». В 1937 г. он добавляет к этому определению: «...и связанные с одной питающей провинцией»; такие терригенно-минералогические провинции он предлагает теперь называть простыми. «Под сложной терригенно-минералогической провинцией мы разумеем области, получившие свой материал из нескольких питающих провинций» (там же, стр. 25).

«Существуют два пути исследования областей, могущих представить интерес, как источник сноса: дифференциальный и интегральный или, точнее, флювиоинтегральный» (там же, стр. 33).

Первый способ сводится к исследованию отдельных образцов из числа пород, более древних, чем изучаемые осадки, но развитых в районе, примыкающем к данной терригенно-минералогической провинции. Второй заключается в изучении аллювия той или иной реки (или отдельных притоков), дренирующей интересующие исследователя породы (т. е. предполагаемую питающую провинцию). В монографии В. П. Батурина были использованы оба эти приема. Но он ясно отдавал себе отчет в том, что оба способа корреляции питающих провинций с терригенно-минералогическими (особенно второй) могут быть с успехом использованы лишь для совсем молодых отложений. Чем древнее осадки, тем труднее отыскивать искомые связи.

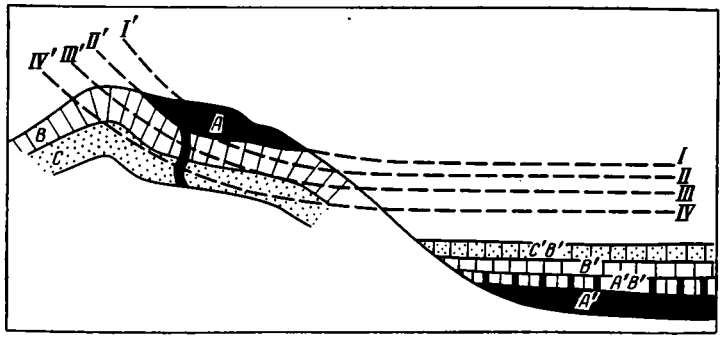
«Изучая ... разрез какой-либо терригенно-минералогической провинции, мы не только можем фиксировать связь последней с теми или иными питающими провинциями, но и наблюдать за эволюцией последних ... Размыв любого комплекса горизонтально залегающих или складчатых осадков, представленного рядом минералогически индивидуализированных толщ, ведет к тому, что накапливающиеся осадки повторяют

в общих чертах перевернутую стратиграфическую схему области денудации (фиг. 29).

Конечно, ... резкие смены минералогически индивидуализированных комплексов в отлагающихся осадках будут смягчены рядом переходных зон, существование которых объясняется неодновременным сносом осадков каждой данной толщи на всей территории терригенно-минералогической провинции, отчего в осадках каждого комплекса, сформированного в области седиментации, как примеси присутствуют минералы той серии, размыв которой дал начало предыдущей толще осадков. Однако ... в общем „перевернутость" разреза несомненно налицо. Эта закономерность, будучи правильно понята и правильно увязана со стратиграфией источников сноса, служит основой для познания эволюции последних» (там же, стр. 56, 57).

Очень важным методически принципом, подчеркнутым В. П. Батуриным, является признание того, что «в различных обстановках из одних и тех же пород могут возникать до известной степени различные по составу обломочные накопления» (там же, стр. 19). Искажающим образом действуют климат и рельеф, то ускоряющие разрушение минералов материнских пород, то замедляющие их. Холодные, полусухие и сухие климаты, задерживающие процессы выветривания, содействуют лучшему отражению в терригенно-минералогических провинциях состава провинций питающих. Климаты влажные (особенно с сухим периодом) влияют в обратном направлении. «При слабо рассеченном рельефе делювий долго остается на месте, что благоприятствует при соответствующем климатическом режиме разрушению нестойких минералов. В гористых странах, где продукты денудации быстро смываются, эти минералы могут уцелеть при той же климатической обстановке» (там же, стр. 21).

Нельзя не коснуться еще двух общих понятий, введенных В. П. Батуриным в 1931 г. Первое — это *дифференциация терригенных осадков*. «Осадки эпиконтинентальных морей и континентальных формаций на щитах, накопление их в геосинклинальных прогибах и постоянных океанических впадинах — вот, по существу, три группы отложений, отвечающие основным подразделениям поверхностной оболочки земного геоида. Формирование осадочных пород в каждой из отмеченных трех областей имеет свои особенности. Первично рожденные при денудации гранитных массивов первозданных материалов Земли, продукты выветривания оболочки Sial подвергались сложным процессам дезинтеграции и последующего рассеяния в оболочке гидросферы и атмосферы. Два основных ми-



Фиг. 29. Эволюция терригенно-минералогической седиментации по мере денудации водосборной площади (по В. П. Батурину, 1937)

I—IV — уровни стояния моря; *I'—IV'* — соответствующие профили речной сети; *A*, *B*, *C* — три комплекса размываемых пород; *A'*, *B'*, *C'* — осадки, охарактеризованные материалами, заимствуемыми из соответствующих пород *A*, *B*, *C*

нерала, слагающих оболочку Sial, — полевой шпат и кварц, различно сопротивляясь выветриванию, дают начало двум группам осадков: пелитам, состоящим в основе из производных полевых шпатов, и более грубозернистым псаммитам, заключающим главным образом кварц. Дальнейшая судьба терригенного материала уже очевидна: сносимый с континентальной платформы в краевые эпиконтинентальные моря, он, как в огромных отстойниках, разделялся по крупности, уносясь в геосинклинальные прогибы и океанические впадины лишь в виде самых тонких фракций. Конечно, нельзя понимать это абсолютно для любой точки, так как глинистые отложения пользуются достаточно большим распространением среди осадков эпиконтинентальных морей и, наоборот, песчаные породы нередки в разрезах геосинклиналей, но при всех прочих равных условиях пески эти будут иметь меньший диаметр зерен сравнительно с одновременными песками эпиконтинентальных бассейнов, и сланцы являются все же породами геосинклинальных зон.

Продолжительное существование геосинклинальных прогибов, в комбинации с краевыми бассейнами на щитах, особенно хорошо может осуществить дифференциацию осадков. Геосинклинальные депрессии за счет пелитовых частиц будут обогащаться вторичными алюмосиликатами, на платформе же (безразлично, занятой краевыми морями или сушей) станет накопляться кварц, отходя все дальше от тех количественных взаимоотношений этих двух минералов, которые имеют место в материнских породах.

Кавказская геосинклинальная депрессия в течение мезозоя и Русская платформа, периодически заливаемая трансгрессиями — реальный пример» (там же, стр. 176, 177).

Не разбирая сути противоположения, сделанного В. П. Батуриным, которое имеет скорее характер умозрительной дедукции, чем эмпирического обобщения, подчеркнем лишь понятие о дифференциации терригенных осадков. Это, кажется, первая в нашей литературе формулировка такого понятия и самого термина. Позже, в 1934 г., термин дифференциация компонентов в применении к растворам, покидающим кору, будет введен в литературу Б. Б. Полыновым (см. выше). А в самом конце 30-х годов эти частные идеи и некоторые другие сольются в построениях Л. В. Пустовалова в общую схему осадочной дифференциации.

Второе существенное общее представление, введенное В. П. Батуриным в 1931 г., он именует унаследованной седиментацией. Здесь имеется в виду, что терригенные минералы в каждой данной толще позаимствованы из пород водосборов. Понятие элементарное, но оно определило методику его работы по продуктивной толще.

Изложенные методические принципы, сформулированные В. П. Батуриным в 1937 г., стали идейным обоснованием всех терригенно-минералогических исследований песчаных толщ, проведенных у нас до сих пор, а монография его о продуктивной толще остается лучшим и непревзойденным примером в этой области по новизне подхода и убедительности результатов.

3. Развитие гранулометрического анализа обломочных пород

Интерес к вещественному составу обломочных пород, резко возросший в 20—30-е годы, привел к тому, что одновременно с развитием терригенно-минералогических исследований развивалась гранулометрия терригенных отложений. Это и естественно, ибо гранулометрия была предварительной ступенью к выделению и изучению минералов. И если в конце XIX—начале XX вв. механические анализы в работах русских геологов были редкостью, то теперь они стали неотъемлемой принадлежностью всех

исследований, касающихся песчаных, алевритовых и пелитовых пород. Но сама методика анализа была пестрой: то по Сабанину, то по Вильямсу, то по Шене; современные же осадки в группе М. В. Кленовой анализировались по Осборну с контролем микроскопом. При этом в одних случаях анализировалась песчаная порода без предварительной обработки, в других — с обработкой HCl или различными диспергаторами. Этот разнобой в методике, понятно, мешал использованию получаемых результатов для каких-либо общих выводов о ходе и закономерностях механической седиментации в древних водоемах. Этих выводов в 20—30-х годах и не было.

4. Выделение М. С. Швецовым олигомиктовых и полимиктовых песчаников; причины их различий

Резкое расширение работ по нефти и углю в 20—30-х годах, и в частности, включение в них отложений Кавказа (Грозненский район, Баку), Урало-Эмбинского района, Кузбасса и других областей привело к тому, что советские литологи стали знакомиться с такими песчаными образованиями, которые не исследовались в предыдущем периоде. Состав песчаных образований как в зернах, так и по цементу оказался весьма разнообразным и варьирующим в широком диапазоне. Естественно, встал вопрос о типизации этих пород и о причинах, вызывающих их разнообразие. Суммируя накопленный к 1932 г. материал, М. С. Швецов предложил весьма удачную их классификацию по составу зерен, которая, как оказалось позже, отражает и историко-геологическую обстановку возникновения песчаных пород.

По составу зерен, пишет он, «все песчаные породы распадутся на две большие группы. Первую можно назвать группой олигомиктовых песчаников. Она отличается сравнительно однообразным составом из одной, редко из двух (кварц и глауконит, реже кварц и слюда и др.) главных составных частей с незначительным процентом добавочных минералов при отсутствии обломков пород. Для пород этой группы характерна (но не обязательна) относительно значительная окатанность и небольшие размеры зерен. Вторую большую группу можно назвать ... термином полимиктовых песчаников[1]. Эта группа отличается отсутствием ясно выраженной главной составной части, чрезвычайным разнообразием минерального состава при очень обычном участии ... обломков пород. Для этих песчаников характерна (но не обязательна) большая величина зерен, малая их окатанность или даже ее отсутствие.

Между обеими группами ... можно найти, конечно, все переходы, и все же обе группы очерчены чрезвычайно резко и ясно ... даже по своему распространению.

Действительно, полимиктовые песчаники встречаются почти исключительно в горных областях и по их окраинам. В обширных областях платформ они практически отсутствуют. Значительное отодвигание их в равнину от предгорной полосы отмечает эпохи особенно энергичного породообразования.

Олигомиктовые песчаники почти безраздельно господствуют на платформах и относительно реже встречаются в горных областях. Появление их в горных областях отмечает эпохи тектонического покоя, далеко зашедшей пенепленизации соседней суши и принос материала с платформ.

---

[1] Он был предложен В. П. Батуриным в 1930 г. — *Н. С.*

Причина отмеченного распределения обеих групп во времени и в пространстве, придающая самому делению особенно важное значение, не требует сложных объяснений.

Лишь горные области с их разнообразным составом пород, сменяющихся на коротком протяжении благодаря косому положению дислоцированных слоев, с их огромным размахом высотных уровней, энергичным размывом быстрыми и короткими потоками могут давать то накопление материала, которое характерно для полимиктовых пород.

Напротив, на равнине с ее горизонтально лежащими, однообразно тянущимися породами, медленными длинными реками, медленным переносом, благоприятствующим наиболее полному разложению менее устойчивых минералов и обломков пород, имеются благоприятные условия для подготовки однообразных олигомиктовых песков.

Также понятна в образовании обеих групп песчаников роль эпох затишья, с одной стороны, и расцвета тектонической деятельности — с другой. В эпохи оживления горообразовательных сил при усиленном разрушении молодых хребтов и резком повышении переносящей силы рек полимиктовый материал (во все более и более ослабленной форме) продвигается далеко на платформы, резко отмечая среди пород совершенно другого типа события, происходящие за пределами их распространения» (Швецов, 1934, стр. 154—156).

« ... Это подразделение на две группы, столь очевидное, — по мнению М. С. Швецова, — что можно лишь удивляться, как оно не было до сих пор отмечено с полной ясностью ни одной классификацией» (там же, стр. 156) зарубежных литологов (Лаппарана, Хаддинга, Мильнера, Кайо), действительно подкупает своей простотой и вместе с тем глубоким геологическим смыслом. Оно является серьезным и оригинальным вкладом советской литологии в познание песчаных отложений и в развитие литогенетических идей.

Выделение олигомиктовых и полимиктовых песчаных отложений столь основательно обосновано, что прочно вошло в сознание литологов и сохраняется доныне, хотя объяснение механизма формирования песчаников с той поры существенно изменилось. Из контекста цитаты следует, что основную, решающую роль в формировании олигомиктовых песчаников играют процессы, протекающие при переносе обломочного материала и при его последующем механическом переотложении. Описывая моногенные кварцевые песчаники, сцементированные кремнеземом, М. С. Швецов замечает: «Почти полное отсутствие каких бы то ни было минералов, кроме устойчивого кварца, говорит о том, что порода является „старой", „истрепанной", далекой от первоисточника, может быть, не раз переотлагавшейся из осадка в осадок» (там же, стр. 159). Как мы знаем теперь, в действительности решающую роль в формировании олигомиктовых и моногенных кварцевых песков играли не дальность переноса и не переотложения, а процессы формирования коры выветривания на кварцсодержащих изверженных и метаморфизованных породах. Но в годы, когда писалась книга М. С. Швецова, об этих процессах знали весьма мало, почему и мысль его направилась по ошибочному пути.

5. Новое в познании состава и генезиса глин

В познании глин на предыдущем этапе, как мы знаем, различались два направления: химико-минералогическое и чисто физическое, отчетливо сформулированное П. А. Земятченским еще в 1896 г. и повторенное им в 1923 г. В сводной работе 1941 г., суммирующей результаты исследования глин за 20—30-е годы, М. Ф. Викулова пишет: «Изучение минералов, составляющих глины, сильно двинувшееся вперед за последнее время

с развитием микроскопического, термического и рентгенографического методов исследования, показывает, что применение термина „глина" в физическом понимании более полно охватывает и отражает основные особенности пород, которые обычно называют глинами» (Викулова, 1941, стр. 1). Поэтому среди советских геологов все сильнее укореняются представления, что к глинам следует относить породы, «состоящие главным образом (более 50%) из частиц размером менее 0,01 *мм*, так как именно здесь проходит граница верхнего предела коагуляции» (там же, стр. 2, 3).

Значительно продвинулось чисто фактическое изучение минералогии глин, причем по минеральному составу их, вслед за П. А. Земятченским, делят на мономинеральные и полиминеральные. Среди первых выделялись группы: каолиновая, монтмориллонитовая, аллофановая, а также железистые (нонтронитовые) глины и магнезиальные — палыгорскиты и сепиолиты; в них примеси других минералов ничтожны (от долей до нескольких %). Но эти мономинеральные глины встречаются в качестве большой редкости, господствуют же полиминеральные глины, состав которых в 20—30-е годы был установлен лишь в единичных случаях. Обычно в них были находимы каолинит, слюда, гидрослюда, полевые шпаты, глауконит, монтмориллонит, галлуазит, окислы железа и др. в разных комбинациях.

Что касается генезиса глин, то по-прежнему различаются глины остаточные (или коры выветривания) и переотложенные, т. е. аллотигенные. Но начинает постепенно проступать тенденция к акцентированию химических процессов в формировании глин в водоемах. Так, И. И. Гинзбург пишет, что при образовании каолинита «возможны случаи взаимной коагуляции гелей кремнекислоты и глинозема на дне водоемов... Во многих случаях встречаются все переходы от гелеобразной стадии каолина до криптокристаллических его видоизменений» (Гинзбург, 1941, стр. 55). «Монтмориллонит в природе образуется: 1) на дне пресных и соленых водоемов; 2) в зоне диагенеза среди радиоляритов и карбонатных пород; 3) в качестве продуктов разложения вулканического пепла, туфов, трахитов, андезитов и диабазовых лав, иногда вместе с радиоляриями и спикулями губок ... Аллофановые глины образуются выпадением из растворов путем коагуляции золей глинозема и кремнекислоты» (там же, стр. 56). Эта тенденция трактовать глинистые минералы как субаквальные аутигенные образования в дальнейшем, в 40—50-х годах, получит — на некоторое время — большое развитие.

глава V

НОВОЕ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О НАКОПЛЕНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В 20—30-е ГОДЫ

Одной из характерных черт советской литологии 20—30-х годов является широкое развитие исследований, посвященных накоплению и превращениям органического вещества. Если в конце XIX—начале XX в. эти исследования только начались и ограничивались, по существу, лишь углями, то теперь внимание литологов привлекают не только угли (т. е. образования наземные), но и морские горючие сланцы.

1. Развитие петрографии углей и фациального анализа угленосных толщ

«Ни одна часть ... молодой дисциплины — учения об осадочных породах, — пишет Ю. А. Жемчужников в своем «Введении в петрографию углей» (1932, стр. 3), — не получила такого быстрого развития за последние годы, как петрография ископаемых углей». Действительно в 1927 г. при угольной секции Геологического комитета была основана М. Д. Залесским лаборатория микроскопии угля, в которую вошли Ю. А. Жемчужников, З. В. Ергольская, А. И. Гинзбург, И. Э. Вальц, а в 1929 г. в программу Ленинградского горного института был введен курс микроскопии угля, который читал Ю. А. Жемчужников. Он же вскоре сменил М. Д. Залесского на посту заведующего лабораторией.

Благодаря энергии сотрудников лаборатории очень скоро угли всех основных угленосных бассейнов СССР были в первом приближении микроскопически изучены и результаты суммированы в «Атласе», представленном XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Москве в 1937 г. В 1932 г. была опубликована вышеупомянутая сводка Ю. А. Жемчужникова по петрографии углей, а в 1935 г. его же «Общая геология каустобиолитов», где среди других чисто геологических вопросов разбираются и некоторые вопросы генезиса угля. Появился также ряд работ, касающихся отдельных угольных месторождений или даже угольных пластов.

В этих работах, по существу, детализировались генетические представления, развитые еще М. Д. Залесским о сапропелевых и гумусовых углях. Но эта детализация позволяла раскрывать иногда очень тонкие черты и моменты в жизни тех конкретных озерно-болотных бассейнов, где накапливалось материнское вещество того или иного пласта, например смену большей обводненности и проточности болота меньшей, смену озерного режима болотным и т. д. Таковы, например, исследования В. С. Яблокова и других, а также С. Н. Наумовой в Подмосковном

бассейне, исследования отдельных угольных пластов в Кузбассе и др. Очень яркой работой была монография З. В. Ергольской (1936) по барзасским сапромикситам, признавшей, что эти угли представляют собой скопления не слоевищ бурых водорослей, как думал М. Д. Залесский, а внешних оболочек псилофитов, т. е. новый и единственный в своем роде природный объект; это толкование, однако, в настоящее время оспаривается.

Нужно сказать, что собственно петрография угля у нас очень скоро специализировалась, образовав особую ветвь литологии со своей сложной терминологией, своими принципами классификации и как бы ушла из поля зрения литологии вообще. Внимание же литологов все больше стали привлекать вмещающие уголь толщи, петрографо-фациальное исследование которых обещало надежно реконструировать ландшафтные обстановки угленакопления. Начало работ в этом направлении составляет характерную черту 20—30-х годов.

Это была очень трудная задача, ибо вмещающие породы были монотонны по составу (пески, алевриты, глины, изредка известняки); наиболее интересным и бросающимся в глаза их признаком была разнообразная слоистость даже одноименных пород и обилие конкреций. Несомненно, что слоистая текстура вместе со структурой пород могли стать ключом к расшифровке фациальных условий возникновения угленосных толщ. Именно в этом направлении и стали устремляться работы исследователей угленосных толщ. Небольшая статья Ю. А. Жемчужникова (1926) подытожила довольно ограниченные тогда знания о типах слоистости терригенных пород, континентальных и морских, и стала отправным пунктом и путеводной звездой для работ такого рода. Центром же, где они сосредоточились, стала угольная группа геологов ВИМС'а (Т. Н. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн, Г. Ф. Крашенинников), работавшая под руководством Н. П. Хераскова; в ней впервые были разработаны те методы литогенетического и фациального анализа угленосных толщ и воссоздания их палеогеографии, которые потом были усовершенствованы при работах в Кузбассе и Донбассе и стали сейчас общепринятыми.

Все эти исследования угленосных толщ в 20—30-х годах только что начинались. Более или менее завершенными были лишь исследования Г. Ф. Крашенинникова в Челябинском бассейне и Т. Н. Давыдовой совместно с Ц. Л. Гольдштейн в Буреинском бассейне.

Выяснился новый, ранее у нас неизвестный, тип угленакопляющего ландшафта — предгорной и межгорной котловины.

В центральной части котловины, где формировался Челябинский угленосный бассейн, располагалась более или менее широкая долина с меандрировавшей по ней рекой, по периферии же котловины — пролювиальные конуса выноса, сложенные грубозернистым, плохо сортированным материалом пестрого состава. Торфяники, давшие угли, располагались большей частью на прибереговой полосе поймы, нередко у подножия конусов выноса и между ними, реже в приречной части. Угли гумусовые, лежат мощными пластами, но не выдержаны по простиранию: вклинивающимися прослоями пойменных и пролювиальных отложений они часто расщепляются на несколько частей. Образование торфяников, по Г. Ф. Крашенинникову (1940), связано со своеобразным гидрогеологическим режимом последних: воды, просачивавшиеся вглубь в верховьях конусов выноса, при измельчании осадка в нижних их частях поднимались вверх и то заболачивали основания конусов выноса, то изливались на прилежащие участки речной долины и заболачивали ее, вызывая торфообразование. До нас дошла лишь часть отложений межгорной впадины, остальное (к востоку и западу) уничтожено в последующей ее истории.

Сложнее была история нижнемелового Буреинского бассейна, изученная Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949). Межгорная котловина развивалась здесь на базе юрского прогиба, занятого морем. После регрессии его очертания котловины, отличавшейся большими размерами, были еще не вполне ясны. Достоверно лишь, что в центральной ее части располагались озера, а с севера и юга в них стекали реки, формировавшие значительные дельтовые накопления. Торфяники возникали на поймах рек, в дельтовой их зоне (нечто вроде плавней современной р. Кубани) и в межозерных пространствах. Угли гумусовые, пласты большей частью не выдержаны по площади. Степень заболоченности от одного времени к другому существенно изменялась, что привело к чередованию в разрезе безугольных пачек с угленосными. На втором этапе развития очертания меридионально вытянутой межгорной впадины стали более определенными. На западе обозначился поднятый бок депрессии, сложенный гранитами, поставлявшими в депрессию большое количество обломочного материала. В ближайшем соседстве с поднятиями формировались мощные конуса выноса с плохо сортированным материалом. Дальше к востоку располагалась широкая аллювиальная равнина, поперек которой с бортов депрессии текли речки, впадавшие в широкую, меридионального простирания реку; восточный борт депрессии пока не улавливается. Торфяники образовались частично на поймах магистральной реки и ее притоков, главным же образом — на низменных водосборных пространствах между притоками. Угли гумусовые, пласты, связанные с поймами, неустойчивые; отложения на междуречьях отличаются большой выдержанностью по простиранию.

ЮРИЙ АПОЛЛОНОВИЧ
ЖЕМЧУЖНИКОВ
1885—1957

Конкретная обстановка на описываемом этапе также изменялась во времени; при усилении тектонических движений на бортах депрессии конуса выноса продвигались дальше на восток, в аллювиальную долину, и углеобразование резко сокращалось; при затухании движений и убывании амплитуды рельефа бортовой части депрессии аллювиальная долина расширялась и угленакопление резко усиливалось. Наряду с такими периодическими изменениями обстановки отмечалось и направленное ее развитие, заключавшееся в том, что западный борт депрессии, а следом за ним и аллювиальная долина постепенно смещались в западном направлении; это вызывало миграцию в том же западном направлении и главной (междуречной) зоны углеобразования. На заключительном (третьем) этапе стали обозначаться поднятия на восточном берегу котловины, сложенном метаморфическими породами, причем поступление обломочного материала настолько усилилось, что вскоре угленакопление прекратилось.

Выявление углеобразования в условиях межгорной впадины и сложных перипетий его здесь явилось существенным дополнением к тем двум типам углеобразующих ландшафтно-тектонических обстановок, какие

еще в 1914 г. были установлены у нас М. Д. Залесским (платформенный ландшафт в Подмосковье в C_1^h и паралический C_1—C_3 в Донбассе). В сущности, тем самым было завершено выявление типов углеобразующих ландшафтно-тектонических обстановок вообще, и в дальнейшем исследование свелось лишь к нахождению все новых примеров каждого типа и к выявлению деталей тектонического режима в каждом типе, иначе говоря, к фациально-циклическому анализу угленосных толщ.

Начало этому анализу было также положено во второй половине 30-х годов Ю. А. Жемчужниковым в его «Общей геологии каустобиолитов» (1935), но широкое развитие он получил лишь в 40—60-х годах.

2. Петрографическое изучение морских накоплений органического вещества (горючих сланцев)

В 20—30-х годах значительное внимание привлекли к себе накопления органического вещества в морских водоемах — так называемые горючие сланцы. В исследовании их наметилось два направления: чисто петрографическое, представленное М. Д. Залесским, и фациальное, развитое И. Г. Кузнецовым и автором этих строк.

М. Д. Залесский исследовал прибалтийские кукерситы и нижневолжские сланцы (у с. Кашпир и в других местах), применив к ним углепетрографическую методику. К сожалению, этому исследованию не предшествовали полевые работы, что не могло не отразиться на трактовке генезиса объектов.

«Если кусочек кукерсита размочить в воде, — пишет М. Д. Залесский, — и исследовать крупинки его под микроскопом, то окажется, что чистый кукерсит почти нацело состоит из колоний ископаемых водорослей (*Gloeocapsomorpha. — Н. С.*). Известковый ил примешивается к этой массе водорослей сравнительно в ничтожном количестве, в виде примазков, видимых только при некотором увеличении. В крупинках мы сможем различить как буроватые комочки в расправленном виде ... с ясно заметными группами клеточек, так и янтарно-желтые, с просвечивающими в них овальными контурами, которые определяют собою клеточки водоросли, которые просветлились до исчезновения или, может быть, даже совсем растворились вследствие процессов распада, как просветляются и исчезают в слизи клеточки водоросли при обработке их хлоралгидратом... Одним словом, кукерсит представляет собою скопление цианой водоросли из семейства Chroococcaceae, в котором среди массы сильно подвинувшихся в разложении своем и значительно сократившихся колоний водорослей, в которых клетки уже не сохранились, выделяются некоторые колонии с ясно сохранившимися клочками и со сравнительно мало изменившеюся формою колоний, избегнувшие разложения вследствие консервирующего влияния окружающей среды, в которой процессы разложения уже закончились. Особенно хорошо сохраняют форму колоний и клеточек водоросли, встречающиеся в таких участках кукерсита, которые несколько кальцифицированы. Водоросли отчетливо выделяются в этом случае на белом или сером фоне окружающего их кальцита» (Залесский, 1917, стр. 12, 13).

Что касается условий образования кукерсита, то М. Д. Залесский их рисует достаточно неопределенно. По его мнению, принципиально возможны две схемы. *«Gloeocapsomorpha prisca,* как я называю водоросль, составляющую кукерсит, жила, свободно плавая в воде, и покрывала в известный период поверхность ее, как покрывают в виде пелены поверхность озер в современную эпоху различные виды *Microcystis* и другие представители семейства Chroococcaceae в период цветения их вод. После этого периода, совпадающего с летним теплом, вся масса этой

живой пелены с остальным планктоном постепенно опускается на дно, где продолжает жить и расти, значительно увеличиваясь в объеме до тех пор, пока пелена водорослей следующего года не покроет ее и не создаст таких условий, при которых жизнь водорослей вследствие недостатка кислорода и света прекращается, и они медленно начинают разлагаться путем гниения, накопляя на дне озер вместе с другими формами населения их органический ил, получивший ... название сапропеля» (там же, стр. 14).

Этот ил «отлагался в мелководных морских лагунах или гафах, которые временами то углублялись вследствие трансгрессии моря, то снова мелели, превращаясь, быть может, на время даже в приморские озера. Вероятно, в таких лагунах или озерах, соединенных с морем, и отлагались преимущественно наиболее чистые и постоянные слои кукерсита. Что касается небольших непостоянных прослойков его среди известняков, то такие прослойки могли бы быть объяснены приносом водорослевого ила волнением моря, когда волна, подымая со дна живой ил в мелких местах, где жила водоросль, отлагала его в более глубоких, где накоплялась материнская масса известняка» (там же, стр. 15).

Эта схема возникла в результате наблюдения М. Д. Залесским условий формирования сапропеля на современном оз. Белом в районе Вышнего Волочка. Но М. Д. Залесский допускал возможность и другого генетического решения. Опираясь на экологию современных представителей *Gloeocapsa*, покрывающих слизистым покровом увлажняемые скалы на берегу, он писал: «Если допустить, что сильные волны ударялись о скалы, покрытые толстым слизистым покровом этой водоросли и срывали с них в массе ее слизистые колонии, унося их в море, и по успокоении его в короткий срок отлагали эти взвешенные в воде частицы на дно, то вопрос сводится только к тому, может ли таким способом образоваться пласт породы до 3 футов толщины, принимая во внимание, что он сократился раза в три против первоначальной своей мощности. Мне кажется, что допустить это возможно только в том случае, если представить себе продолжительное и сильное действие волны на берег и быстрое возмещение водорослей на берегу путем нарастания новых слизистых покровов их. В этом случае отдельный пласт кукерсита мог бы получиться как результат большой бури или целого ряда следовавших один за другим бурных дней, или, наконец, целого бурного периода в году, во время которого море обогащалось этой водорослью в громадном количестве. Быстротою оседания этих сорванных колоний водорослей могла бы объясниться сравнительная чистота слоя кукерсита, так как очевидно, что известковый ил за короткое время мог осесть только в самом незначительном количестве. Допуская этот способ накопления материнской массы кукерсита, нет необходимости принимать лагунный характер береговой линии или существование приморских озер, соединенных с морем. Известняк, сменяющийся кукерситом, и кукерсит, сменяющийся известняком, являются в этом случае отложениями одного и того же заметно не изменявшегося в глубину водоема, с той только разницей, что кукерсит отлагался в самый короткий срок, а отложение известняка происходило в сравнительно продолжительный период времени. Таким образом, при принятии экологии *Gloeocapsa* для ископаемой водоросли приходится делать несколько допущений, которые могли бы быть приняты лишь в том случае, если бы у нас были соответственные наблюдения из современной природы, которые, к сожалению, отсутствуют» (там же, стр. 16).

В итоге этих рассуждений читатель, в сущности, остается в неопределенности, как и в каких же именно условиях возник кукерсит? Несомненно только, что это накопление водорослей происходило в водоеме морского типа, не уточняя, в каком именно — лагуне или море. «По-видимому, отложением его в морской воде надо объяснить значительное

сохранение водорослей, которые поражают тем, что представляются в кукерсите сравнительно мало измененными, сохранившими настолько близко форму своих колоний, что набухая от воды и хлорал-гидрата, способны представляться нам в отношении формы почти что в естественном своем виде» (там же, стр. 16, 17).

Нижневолжские горючие сланцы также были изучены М. Д. Залесским только в шлифах, переданных ему в количестве 159 штук А. Н. Розановым.

«Начальным материалом нижневолжского битуминозного сланца является органический студень желтого или оранжевого, иногда бурого цвета, образовавшийся в воде и представляющий собой осевшие на дно водоема перегнившие и ослизнившиеся остатки его жизни, скрепленные coagulum гуминовых веществ, и минеральный осадок, которой, впрочем, местами почти отсутствует» (Залесский, 1928, стр. 3). Узнаваемых водорослевых остатков, столь обильных в кукерсите, в данном случае мало; одни из них сходны с сине-зелеными водорослями, другие — с *Pediastrum*. «Из остатков растительного происхождения обнаружены нередко встречающиеся обрывки тканей, особенно много их в виде мелкой трухи. Остатки сильно измененные, побуревшие. Из узнаваемых обрывков тканей нередки части трахеид... Изредка встречаются споры, сведенные на их оболочки и сплюснутые» (там же, стр. 8). Зато много известковых раковин фораминифер, ходы каких-то животных (червей?), «членистые тела, в которых можно видеть или членистых червей из группы щетинконогих малощетинковых (Oligochaeta) или, быть может, членистых личинок насекомых» (там же, стр. 9).

Минеральные включения в горючем сланце имеют кристаллический характер «и несомненно образовались во время усыхания породы, когда вода, бывшая в ней, должна была оставить свой минеральный осадок». Остатков крупной донной фауны в нижневолжских сланцах М. Д. Залесский не указывает.

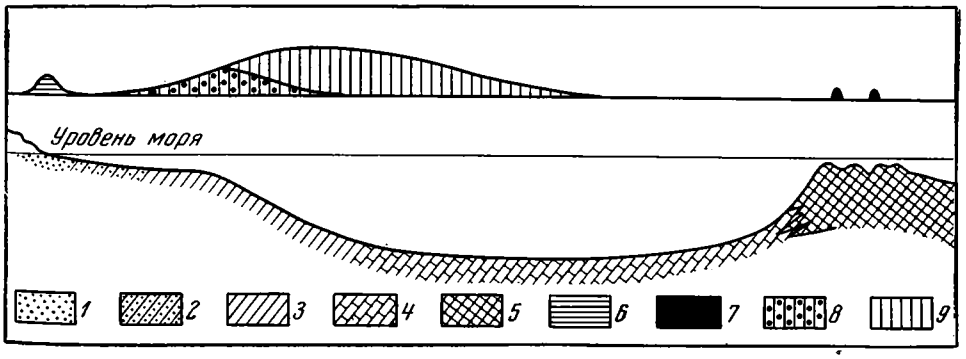
Нижневолжские сланцы образовались в обширном морском бассейне, но в специфических условиях. Накопление студенистого сапроколла «должно говорить за тихий режим вод, где возможно было бы накопление органических остатков, приведших к их битуминизации, что достигается гниением с затрудненным доступом кислорода, а такие условия трудно допустить в открытом море, где волнение всегда бы обогащало воду кислородом и не давало бы возможности протекать процессу гниения» (там же, стр. 14). «Отсюда ясно, что, если принять все это во внимание, не остается сомнения в том, что нижневолжский сапроколль мог образоваться в таких участках моря, которые прилегали к береговой линии и отделялись от открытого моря косами и барьерами суши, т. е. которые соединялись с морем через узкий проход или пролив, куда волнения моря могли достигать очень ослабленными и где царили условия бассейнов со стоячими или застаивающимися водами, столь благоприятные для образования сапропеля, но куда морская вода с ее фауною все же имела свободный доступ. В таких гафах, или морских лагунах, были самые благоприятные условия для пышного развития как животной, так и растительной жизни, особенно в виде планктона, свидетельством чего мы имеем Куриш-гаф южной оконечности Балтийского моря, изученной H. Potonie» (там же, стр. 15). «Нахождение (*Pediastrum. — Н. С.*), ... обычного для стоячих вод пресных бассейнов, говорит также определенно за то, что нижневолжский сапропель мог образоваться у самого морского побережья, где морская вода лагуны, или гафа, сильно опреснялась вливавшеюся в нее речною водою. Нахождение в некоторых случаях оболочек спор сосудистых споровых лишний раз подтверждает, на мой взгляд, исключительную близость берега. За правильность такого заключения говорит находка в кровле IV рабочего пласта симбирского сапроколля ока-

менелого ствола древовидного папоротника ... *Protopteris Sewardi*, sp. n., принесенного в породу кровли его с близлежащего берега водным потоком или рекой» (там же, стр. 15, 16).

Оценивая работы М. Д. Залесского по морским горючим сланцам в историческом аспекте, следует признать, что они несравненно менее удачны, чем его работы по петрографии угля. М. Д. Залесский не только не наблюдал изучаемые объекты в поле, он плохо знал морскую седиментацию вообще. На его сознание давили собственные наблюдения над пресноводными сапропелями, наблюдения Потонье над Куршским заливом, причем эти впечатления не контролировались знанием фауны, условий залегания горючих пластов, палеогеографии породившего их бассейна. Поэтому в случае кукерсита он вообще не смог отчетливо сформулировать своего представления об условиях его формирования, концепция же его для нижневолжских сланцев стояла в вопиющем противоречии с реальным местонахождением сланцев внутри нижневолжского бассейна. Пожалуй, работа М. Д. Залесского по горючим сланцам, подобно работе Л. В. Пустовалова о тульских и липецких рудах (см. ниже) может служить примером неудачного применения данных по современному осадкообразованию для раскрытия генезиса древних пород.

3. Фациальное направление в исследовании горючих сланцев и его результаты

Фациальное направление имело своей задачей выяснить условия, в которых формировались в древних морских бассейнах высокие концентрации органического вещества, а также рассмотреть механизм, который вообще контролирует накопление $C_{орг}$ в осадках. Объектами исследования были кимериджские горючие сланцы Кавказа (И. Г. Кузнецов), нижневолжские горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. в Кашпире (около г. Сызрани), в Поливне (Ульяновская область) и на Общем Сырте, нижнепермские горючие сланцы у с. Абдулина и в разрезе горы Янгантау (Уфимское плато), наконец, доманиковые отложения Южного Урала. Выяснилось большое разнообразие фациальных условий, в которых происходило в море накопление органического вещества, а также конкретных механизмов, эти накопления создающих (фиг. 30).



Фиг. 30. Фациальные типы накопления горючих сланцев в послерифейские времена

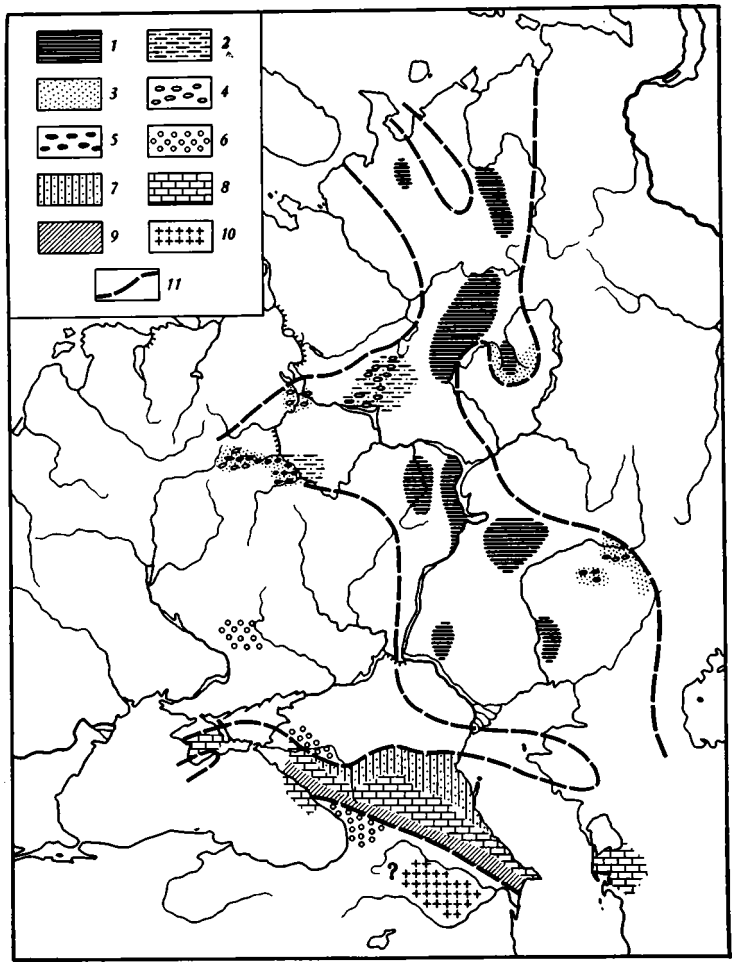
1 — пески;
2 — алевриты;
3 — глины;
— известняки тонкозернистые, пелагического типа;
5 — известняки рифового типа;
6 — горючие сланцы заливного и предустьевого типов;
7 — горючие сланцы рифового типа;
8 — пелагические бентогенные горючие сланцы;
9 — пелагические планктоногенные горючие сланцы

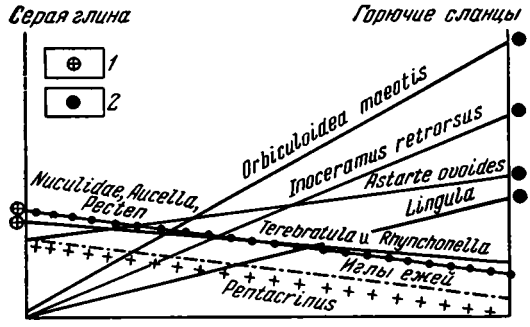
Одним из типов, описанным И. Г. Кузнецовым (1928), являются кимериджские горючие сланцы Кавказа, возникшие в приустьевых частях рек, куда сгружались биогенные компоненты, сносимые с водосборных площадей; обилие питательного материала вызвало здесь цветение планктона, сильно обогатившее осадки органическим веществом. Массы горючих сланцев, однако, незначительны.

Второй тип представлен доманиковыми отложениями Южного Урала (Страхов, 1939а). Они образуют толщу серых и черных известняков, мергелей и горючих сланцев нижнефранского времени, мощностью в первые десятки метров. Собственно горючие сланцы — это черная, буровато-черная и бурая порода, которая даже при слабом выветривании распадается на тонкие и тончайшие пленки. На поверхности наслоения видны раковинки птеропод *Tentaculites*, *Styliola*, нередки скопляющиеся во множестве и буквально переполняющие породу; присутствуют также остатки

Фиг. 31. Условия накопления нижневолжских горючих сланцев (по Н. М. Страхову, 1948)

1 — переслаивание глин с горючими сланцами; *2* — глины песчанистые; *3* — пески; *4* — фосфоритные гальки; *5* — фосфориты конкреционные; *6* — континентальные красноцветные отложения; *7* — гипсо-доломитовые осадки; *8* — известняки; *9* — флиш; *10* — эффузивы; *11* — предполагаемые контуры бассейна





Фиг. 32. Биоценозы горючих сланцев (нижневолжских) и вмещающих пород

1 — главные формы биоценоза серой глины;
2 — главные формы биоценоза сланца

брахиопод, обычно плохо различимые, сильно утонченные и сведенные почти к одному отпечатку (*Liorhynchus*, *Camarophoria*, *Buchiola*, *Lingula*). В некоторых случаях раковин так много, что порода превращается в своеобразный ракушечник. Довольно обильны кремнистые стяжения, залегающие то в виде более или менее плоских линз, то в виде пластообразных (в пределах обнажения) тел. Количество $C_{орг}$ колеблется от 5 до 22%, соответственно чему масса органического вещества составляет 7—35% породы. В шлифах оно проявляется то в виде гомогенной, бурой и красно-бурой массы, склеивающей минеральный материал, то в виде своеобразных пленок и гомогенных линз, обособленных от минеральных компонентов, то в виде кутикулы спор, единичных или обильных.

Черные и серые известняки, переслаивающиеся с горючими сланцами, отличаются гораздо меньшим содержанием $C_{орг}$ (0,3—2%), обилием раковинных остатков бентоса и перекристаллизованностью.

Наличие богатой донной фауны, как в известняках, так и в сланцах, доказывает, что они отложились в море с нормальным газовым режимом, без сероводородного заражения нижних горизонтов воды.

Что касается причины обогащения пород органическим веществом, то ее надо видеть в большой продуктивности доманикового моря. При этом, учитывая чрезвычайное обилие в породах остатков тентакулитов и стилиолин, тогдашнего зоопланктона, можно думать, что высокой продуктивностью отличалась тогда именно планктонная, а не донная пленка биоса, в частности фитопланктон, без усиленного развития которого было невозможно обилие зоопланктона (птеропод). Дополнительным указанием на это служит отсутствие у горючих сланцев своего особого, специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород. Таким образом, доманиковая фация есть фация планктоногенного накопления органического вещества на участках моря, относительно отдаленных от берега.

Другим представителем того же планктонного типа являются так называемые юрезанские горючие сланцы, изученные автором совместно с С. С. Осиповым (1935). К ним относятся, вероятно, хадумские и среднесарматские горючие сланцы Кавказа, граптолитовые сланцы силура. Вероятно, к этому же типу относится и кукерсит.

К совершенно иному типу относятся нижневолжские горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. (Страхов, 1934). Они приурочены к центральной части бассейна [1] и распространены на Общем Сырте (Савельевка, Макаров хутор, Солянка), на правобережье Волги (у Сызрани, в Ульяновской области, в Чувашской АССР), наконец, в Вятско-Камском крае (фиг. 31). Они залегают относительно маломощными и быстро выклинивающимися пластами (от 0,10 до 1,5—2,0 *м*), разделенными участ-

[1] А вовсе не к краевой зоне лагун, как полагал М. Д. Залесский.

ками пустой породы — серой известковистой глины. Петрографические особенности их были выяснены М. Д. Залесским (1926). Добавим только, что органическое вещество в них составляет от 11—14% как минимум до 50—55% как максимум. Содержание пелитового обломочного материала колеблется от 18,56 до 65%; количество $CaCO_3$ — от 3,76 до 43,8%. Характерно обилие и разнообразие остатков органического мира: отпечатков пелеципод, гастропод, брахиопод, аммонитов, белемнитов, игол ежей; раковин донных организмов, особенно *Orbiculoidea maeotis* так много, что приходится признать, что in statu nascendi осадок представлял собой настоящий своеобразный ракушник. Среди гастропод много растительноядных форм. Хотя количество форм, допускающих определение, невелико, все же оно достаточно для признания, что водоем, накоплявший горючие сланцы, обладал нормальной соленостью, нормальным кислородным режимом и хорошо проветриваемой вплоть до самого дна водой. Очень важно также, что биоценоз горючих сланцев отчетливо отличался от биоценоза вмещающих пород (фиг. 32).

Обнаружение в нижневолжских сланцах хлорофилла делает несомненным участие в их генерации растительного материала. Ограниченность сланцевых пластов по площади и быстрая смена их глинистыми отложениями обычного состава, распространенность в биоценозе растительноядных гастропод, наконец, наличие в них специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород, — все это позволяет думать, что концентрации органического вещества в данном случае возникли не в результате цветения планктона, а за счет фитобентоса, образовавшего на дне ограниченных размеров подводные луга; в состав их входили, вероятно, не только водоросли, но и высшие растения, биономические аналоги современной *Zostera*. Так как фитобентос связан со светом, а последний проникает в воду на ограниченную глубину, то, естественно, при углублении бассейна ниже определенной изобаты донный луговой покров сильно сокращался и во многих местах исчезал; соответственно снижалось и накопление органического вещества; возникала серая глина. При поднятии дна и возвращении того или иного участка в зону фотосинтеза вновь появлялись подводные луга и возникал горючий сланец. Неравномерное распределение сланцев внутри пачки имело причиной частью колебание дна, частью просто неравномерное распределение растительности.

Таким образом, *нижневолжские горючие сланцы противопоставляются доманику и его аналогам как бентогенные — планктоногенным.*

Весьма своеобразные накопления органики, миниатюрные по размерам, связаны с отмелями среди коралловых рифов; примером являются абдулинские горючие сланцы в нижнепермских отложениях Уфимского плато (Страхов, 1934). Горизонт этих сланцев располагается на рифогенных коралловых известняках зоны *Pseudofusulina urdalensis* и достигает в наиболее мощной своей части всего 4,5 *м*; в горизонтальном направлении он прослеживается всего на 3 *км*. Внутри горизонта обособляются четыре сланцевых пласта, быстро меняющиеся по простиранию. В наиболее богатых органикой центральных частях пластов содержится 26—29% минерального нерастворимого остатка, 9—11% карбонатов, остальное — органическое вещество. При переходе к краям порода быстро обогащается обломками брахиопод, члениками криноидей и раковинками фораминифер (*Fusulina*, *Bigeneria*, *Rotalia* и др.), обломками мшанок, известковыми водорослями и переходит в известняк. Групповой анализ органического вещества показал наличие 2,56% битума и 35,78% гуминовых кислот. При мацерации органической части горючего сланца обнаружены остатки окаймленных пор, что свидетельствует об участии в образовании органической массы высшей растительности наряду с водорослями; на это указывает и высокое содержание гуминовых кислот.

Горючие сланцы возникли, судя по всему, в мелких котловинных водоемах и заводях среди рифовой отмели, в которых жили частью водоросли, частью высшие растения, представленные водными формами, по экологическим признакам аналогичными *Zostera*; вероятно, им принадлежит главная масса сохранившейся органики, поэтому мы можем рассматривать абдулинские сланцы как бентогенные.

Как видим, работы 20—30-х годов позволили установить большое разнообразие накоплений органического вещества в морских условиях; исследования последующих лет практически ничего к выделенным типам не прибавили, а лишь умножили число представителей планктонного типа.

Что касается механизма, обусловившего формирование горючих сланцев, то в работе, посвященной доманику Южного Урала, мною было показано, что повышенные содержания $C_{орг}$ возникают вследствие: а) цветения планктона, усиливающего поступление органического вещества на дно, а также массового развития фитобентоса; б) пониженного поступления на ту же площадь дна разбавляющего терригенного, карбонатного или кремнистого материала. Наиболее благоприятными для концентрирования $C_{орг}$ участками дна являются зоны седиментации тонкого пелитового (карбонатного или кремнистого) материала. Газовый режим наддонной воды никакого уловимого влияния на накопление $C_{орг}$ в осадках не оказывает. И если горючие сланцы хадумского горизонта и среднего сармата Грозненской области, может быть, действительно возникли в бассейне с сероводородным заражением придонной воды, как это допускал в свое время А. Д. Архангельский (1927), то все охарактеризованные выше горючие сланцы, судя по наличию в них донной фауны, иногда весьма богатой, отложились в нормально аэрируемых бассейнах. Допущение застойности и трудного доступа кислорода ко дну в нижневолжском бассейне, сделанное М. Д. Залесским, настолько не вяжется с фактами, что не может быть принято.

Попытки Г. И. Теодоровича допустить хотя бы слабое сероводородное заражение придонной воды доманикового бассейна автором этих строк в свое время (Страхов, 1939б) были детально разобраны и показана их несостоятельность.

В 1927 г. появилась монография А. Д. Архангельского «Условия образования нефти на Северном Кавказе». Поскольку в настоящей работе мы сознательно оставили в стороне вопросы нефтеобразования, то и не рассматриваем названной монографии. Тем более, что сравнительно-литологический метод, примененный А. Д. Архангельским в этой работе, полностью воспроизводил метод, разработанный им в монографии 1912 г. о верхнемеловых отложениях востока Европейской России. Вывод же о большой роли сероводородного заражения придонной воды для накопления органического вещества оказался неверным, как это можно видеть из предыдущего изложения (см. также гл. II — о Черном море). Ошибочность его была показана автором настоящей работы в 1937 г.

глава VI

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РУДНОЙ ТРИАДЕ Al—Fe—Mn В 20—30-е ГОДЫ

Одно из крупных достижений литологии 20—30-х годов — постепенное зарождение представлений о рудной триаде Al—Fe—Mn, т. е. о группе рудных накоплений, имеющих многие коренные общие черты в своем генезисе. Эти представления были сформулированы автором этих строк в самом конце рассматриваемого периода (в 1938—1941 гг.) и выросли на базе обобщения не только советского, но и большого мирового материала. Изложению этой концепции, однако, целесообразно предпослать характеристику того нового, что было сделано у нас по каждому члену триады.

I. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ

В дореволюционной России, как мы знаем, месторождения бокситов были неизвестны, а регистрировались только бокситопроявления, на базе которых А. Е. Ферсман, В. В. Аршинов и К. К. Фохт давали прогнозы и намечали поиски бокситов.

В 1917—1928 гг. разведывалось, осваивалось и изучалось Тихвинское месторождение, представляющее собой ряд крупных и мелких линз, быстро выклинивающихся по падению вмещающих пород и сложенных бемитом. Одновременно было открыто Журавлинское месторождение бокситов на Западном Урале и мелкие бокситопроявления в ряде точек южного крыла Подмосковной котловины, приуроченные к контакту угленосной толщи с нижележащими упинскими и другими известняками. Изучение этих месторождений дало толчок к появлению ряда весьма интересных идей.

1. Генезис тихвинских и журавлинских бокситов

О. М. Аншелес (1927), впервые изучавший минералогию тихвинских бокситов, объяснил их генезис действием серной кислоты, получавшейся от выветривания пирита в налегающих угленосных глинах, а А. Н. Волков (1937), разведывавший месторождение, считал его латеритным, возникшим за счет выветривания девонских глин. Уничтожающую, но справедливую критику обеих концепций дал С. Ф. Малявкин (1937). «Гипотеза О. М. Аншелеса, — пишет он, — ... относится к числу тех, которые создаются чисто кабинетным путем, ... без учета природных

условий залегания геологических тел ... Против нее резко говорит вся обстановка Тихвинских месторождений и прежде всего распределение глин и аллитов по вертикали. Очевидно, что прохождение (сернокислотного. — *Н. С.*) процесса должно было идти сверху вниз, и ... бокситы находились бы в верхних частях разреза, чего на самом деле не наблюдается. ... Гипотеза А. Н. Волкова основана ... на недоразумении — автора увлекли арифметические выкладки по методу Гаррасовича, однако без учета возможности применить этот метод в данном случае», ибо расчеты Гаррасовича построены на допущении того, «что измененная и неизмененная части породы представляли до латеритизации единое геологическое тело единого состава» (Малявкин, 1937, стр. 523). Но в данном случае «этого-то условия как раз и не имеется» (там же, стр. 524), что признал и сам А. Н. Волков, производивший расчеты.

Как было указано выше, Л. В. Пустовалов пытался трактовать Тихвинское и Журавлинское месторождения, а также бокситопроявления на южном крыле Подмосковной котловины как проявление зоны континентального геохимического противоречия или «отбеливающего выветривания», что, по существу, означало принадлежность их коре выветривания.

Мне не пришлось встретить в литературе критики этой концепции, но думается, что к ней применима оценка, данная С. Ф. Малявкиным гипотезам О. М. Аншелеса и А. Н. Волкова.

Действительная генетическая природа тихвинских бокситов была раскрыта С. Ф. Малявкиным (1925). «Изучение условий залеганий бокситов и их химического и минералогического состава, а также их физических свойств в связи с находками в рудном горизонте остатков каменноугольной флоры (каламиты, лепидодендроны и т. д.), указывающих на существование во время образования бокситов теплого влажного климата, — писал он, — повело к заключению об аллювиальном латеритовом характере образования залежей бокситов. Этот способ образования и обусловил загрязнение наших бокситов частично содержанием каолинита, где глинозем связан химически с кремнеземом. Этим же объясняется ничтожное присутствие в наших бокситах кремнезема в виде кварца, вследствие чего бокситы трудно поддаются обогащению за счет уменьшения содержания SiO_2. Отсюда же и разнообразие состава бокситов, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, сопровождаемое естественным обогащением отдельных зон, что и позволяет в конце концов оконтуривание их по сортам» (Малявкин, 1925, стр. 28, 29). Источником Al_2O_3 были латеритные коры выветривания близлежащих участков Балтийского щита, переотложение глиноземного горизонта которых и создало Тихвинское месторождение. «Ввиду аллювиально-латеритного характера образования наших бокситов, естественно, открываются возможности нахождения таковых и на север от ранее обнаруженных и, быть может, менее загрязненных каолинитом вследствие приближения к естественному источнику происхождения латеритов — полевошпатовым кристаллическим породам восточного берега Онежского озера. Укажем кстати, что месторождение у дер. Батьков Конец было обнаружено как результат упомянутой выше гипотезы» (там же, стр. 29).

Эта концепция С. Ф. Малявкина является первым у нас признанием осадочной природы бокситовых месторождений (что как-то исчезло из сознания последующих исследователей) и возникла она за восемь лет до осадочной концепции А. Д. Архангельского [1]. Она прочно вошла в ли-

---

[1] Не могу не напомнить, что В. В. Аршинов еще до открытия у нас Тихвинского месторождения писал в обзоре «Алюминиевые руды и возможности их нахождения в России» следующее: «Различают латериты первичные — элювиальные,

тературу и пользуется общим признанием, вытеснив гипотезы О. М. Аншелеса, А. Н. Волкова и Л. В. Пустовалова. Что касается генезиса Журавлинского месторождения и некоторых очень незначительных бокситопроявлений в карбоне Подмосковья, то их специфический состав, в частности наличие алунита и аллофанов, резко отделяет их от Тихвинского месторождения, указывая на действительную связь их с сернокислотным выветриванием пород, лежащих ниже угленосной толщи, богатой пиритом. Эта точка зрения, высказанная Н. А. Смольяниновым, В. П. Рязановым и П. Н. Марковым, остается непоколебленной и доныне.

2. Генезис бокситов Урала и Сибири

Начиная с 1929 г. бокситы стали массово открываться на юге Украины, на Северном, Среднем и Южном Урале, в Центральном Казахстане и в Сибири (Енисейский кряж). Научное изучение их было поставлено в ВИМС'е (Москва), где им руководил А. Д. Архангельский, и во ВСЕГЕИ под руководством С. Ф. Малявкина; на Урале бокситы изучали Е. П. Молдаванцев, Н. А. Каржавин и Н. И. Архангельский.

Выяснилось, что бокситы в перечисленных районах встречаются на нескольких стратиграфических горизонтах. На Урале они найдены в среднедевонских (эйфельских) и верхнедевонских отложениях, в Казахстане и Сибири — в мезозое, вероятнее всего в юрских осадках.

Палеозойские бокситы наилучше были изучены тогда в месторождении Красная Шапочка (Северный Урал). Здесь на весьма прихотливо закарстованной поверхности залегают красные маркие бокситы, которые выше сменяются также красными, но плотными, иногда яшмовидными бокситами. Верхнюю часть разреза слагают серые и зеленовато-серые бокситы, более бедные Al_2O_3 и заключающие иногда остатки морских организмов. Быстро, но постепенно серые бокситы сменяются амфипоровыми известняками. Минералогически красные бокситы сложены диаспором, к которому примешано много гематита и титанистых минералов (ильменит и др.). В серых бокситах наряду с диаспором встречаются пирит и сидерит. Серые и зеленовато-серые бокситы иногда переслаиваются с красными, а местами (Богословское месторождение) почти вытесняют их. Структура бокситов своеобразна; она образована зернами и скрепляющим их цементом. «Форма зерен в большинстве случаев округлая или эллиптическая»; иногда же они «имеют ясно выраженную концентрически-скорлуповатую структуру» (А. Д. Архангельский, 1937, стр. 388). Зеленовато-серые бокситы мелкооолитовые; оолиты сложены концентрами диаспора и лептохлорита; цемент главным образом лептохлоритовый.

Особенность верхнедевонских накоплений Al_2O_3 западного склона Южного Урала (хр. Каратау) составляет богатство их лептохлоритом, благодаря чему руды представляют собой, по существу, железные диаспор-шамозитовые образования. Породы, содержащие шамозит, переслаиваются с известняками.

Мезозойские месторождения бокситов на всем пространстве от Южного Урала до Енисейского кряжа приурочены к понижениям палеозойского фундамента эрозионного или тектонического характера. Бокситовое тело залегает на площади всей впадины, если она мала, или только на бортах ее, если впадина сравнительно большая. Рудное тело сложено тремя главнейшими разностями: 1) плотным каменистым бокситом,

---

образовавшиеся на месте своего нахождения, породы выветривания, и вторичные аллювиальные, аллотигенные, перенесенные водой и ветром, породы осадочные; последние содержат обыкновенно примеси глины» (Аршинов, 1916, стр. 3). Здесь резюмировался мировой опыт изучения бокситов.

представляющим собой яшмовидную массу с включенными в нее оолитами (пизолитами); 2) рыхлой порошковатой разностью с оолитами (пизолитами) или без них; 3) пластичной глинистой разностью с оолитами или без них. Руды всегда железисты и имеют красный цвет. Они образуют линзообразные тела с очень неровными ограничениями; иногда залегание приближается к пластовому (и даже бывает настоящим пластовым), иногда к штоковому. Ложем в одних случаях служат известняки (сильно закарстованные), в других — глинистые породы. Чем мельче и неправильнее впадина, заполненная бокситоносной фацией, тем неправильнее залегание боксита и тем мощнее он в отдельных линзах. Вокруг участков, сложенных бокситоносными породами, на Урале, в Акмолинском районе и за Енисеем повсюду широко развиты мощные толщи элювиальных отложений. Состав бокситов зависит от окружающих пород.

Таковы в самых общих чертах факты, установленные поисковыми и разведочными работами на бокситы 30-х годах. Посмотрим, как они истолковывались генетически.

Нужно сказать, что в толковании генезиса бокситов мнения геологов значительно разошлись. Н. И. Архангельский (1937) рассматривал северо- и среднеуральские мезозойские бокситы в качестве латеритных, причем в разрезах Соколовского месторождения он пытался усмотреть все типичные признаки латеритного профиля, начиная от зоны пятнистых глин внизу, через «узорчатые» глины, все более приобретающие красные тона, к бокситам как верхнему горизонту латеритного профиля (Н. И. Архангельский, 1937, стр. 592). Однако специально проведенная Б. М. Федоровым на этом месторождении проверочная работа показала, что «бокситы залегают среди осадочных пород, содержат ... прослои сферосидеритов и куски древесины. Эти факты, а также ... данные о минералогическом составе указывают, что соколовские бокситы являются осадочными образованиями. Эти выводы мы можем распространить и на другие месторождения бокситов» (Федоров, 1937, стр. 625). Признаки осадочного образования мезозойских и особенно палеозойских бокситов были столь ярко выражены, что осадочный генезис бокситов был сразу же признан рядом геологов: А. Д. Архангельским (1933), Е. П. Молдаванцевым (1934), С. Ф. Малявкиным (1937) и геологами, группировавшимися вокруг А. Д. Архангельского. Нужно подчеркнуть, что Е. П. Молдаванцев, как это видно из его работы 1934 г., пришел к мысли об осадочном генезисе бокситов независимо от А. Д. Архангельского; то же относится и к С. Ф. Малявкину. После дискуссии на конференции по генезису руд железа, марганца, алюминия (в 1935 г.) трактовка бокситов в качестве осадочных пород стала практически общепринятой. При этом нижнекарбоновые тихвинские и мезозойские (юрские и нижнемеловые) бокситы Урала, Казахстана, Салаира, Енисейского кряжа трактовались как континентальные, озерные, палеозойские же — как морские или частично лагунные. Но, отвергая трактовку наших бокситов в качестве латеритов, А. Д. Архангельский и подавляющее большинство тогдашних геологов, исследовавших бокситы, все же связывали генезис бокситов с латеритным выветриванием изверженных пород. Связь эта, однако, понималась неодинаково.

С. Ф. Малявкин, главный теоретик одного направления, исходил в своей концепции из физико-химических свойств Al_2O_3. «Известно, — писал он, — что природные растворы — речные, озерные воды и воды источников — содержат глинозем, в противоположность кремнезему, в ничтожных количествах, редко достигающих одного процента от всего растворенного вещества. Al_2O_3 является наиболее инертным из окислов — он совершенно не дает соединений с широко распространенной в поверхностных условиях углекислотой, молекулярные его растворы чрезвы-

чайно быстро переходят в коллоидные — золи, которые необычайно легко коагулируют и выпадают в виде геля. Гидрозоли, содержащие всего 0,5% Al_2O_3, по истечении нескольких дней после своего образования выделяют гели. Вообще способность минеральных коллоидов менять с течением времени свое состояние и свои свойства особенно резко проявляется у Al_2O_3. Глинозем, имея положительный заряд, легко коагулируется отрицательно заряженными частичками SiO_2. Из природных растворов глинозем выпадает или в виде чистого геля $Al_2O_3 \cdot H_2O$, или же, что гораздо чаще имеет место, в виде разнообразных коагелей с кремнеземом, гидроокисью железа и т. д. Вследствие указанных свойств глинозем обладает весьма ничтожной подвижностью, которая увеличивается лишь при наличии в той же среде защитных коллоидов, например гумуса; в таких случаях радиус перемещения глинозема значительно возрастает. Но как только под влиянием тех или иных причин происходит удаление защитного коллоида, глинозем немедленно же выпадает в виде геля. Следовательно, необходимы исключительно благоприятные обстоятельства, чтобы глинозем мог быть перемещен в виде коллоидальных и тем более молекулярных растворов на сколько-нибудь значительное расстояние. Совершенно другое имеем мы в случае механического раздробления и переноса в виде суспензий, которые могут быть и чисто коллоидными суспензиями. В этом случае, конечно, перемещение может происходить на весьма значительные расстояния. Несомненно, что при таком перемещении часть глинозема будет находиться в растворенном состоянии, однако суспензия будет, несомненно, превалировать. При выпадении из суспензий твердой фазы в виде геля или даже, что вероятней, коагелей с кремнеземом, гидроокисью железа (несомненно, в адсорбированном виде) будут увлекаться как другие минеральные вещества, так и жидкость, в результате чего после появления осадка на поверхность изнод воды должна получиться сложная комбинация минерального состава как по вертикальному, так и по горизонтальному направлениям, с проявлением обогащения тем или иным компонентом в зависимости от суспензии и от участия в этом составе растворов соответствующих минералов» (Малявкин, 1937, стр. 519).

Таким образом, концепция С. Ф. Малявкина была концепцией главным образом механического переотложения глиноземного горизонта латеритной коры выветривания, при резко подчиненной роли растворов Al_2O_3. «Не только не отрицая этого фактора (растворов Al_2O_3. — *Н. С.*), но и подчеркивая его роль в деле образования обогащенных зон, я все же продолжаю считать, — пишет он, — что перенос совершается главным образом в виде суспензий» (там же, стр. 525).

Анализируя эту концепцию сейчас, с позиций современных знаний, нельзя не признать, что С. Ф. Малявкин отправлялся от правильных представлений о физико-химических свойствах Al_2O_3 и его несомненно очень малой геохимической подвижности, что, естественно, приводило к мысли о механическом переотложении глиноземного горизонта латеритного профиля. С его позиций легко понимается наличие обломочных структур в бокситах. Но концепция эта не была доведена до конца, она не объясняла ни бобовых, ни тем более оолитовых структур в бокситах, а также появления серых бокситов с шамозитом и пиритом. Эта слабая сторона его представлений объяснялась неразработанностью в 20—30-е годы теории диагенеза осадков, и была минусом его концепции, которая не привлекла тогда к себе геологов и стала разрабатываться много позже.

Нужно сказать, что сторонник С. Ф. Малявкина — Е. П. Молдаванцев пошел в этом отношении дальше. «Образование конкреционной пизолитовой структуры, — справедливо пишет он, — следует связывать с позднейшими процессами диагенезиса и перераспределения вещества

внутри рудного слоя боксита». Но тут же добавляет: «Наблюдаемые последующие процессы коренного изменения структуры бокситов, индивидуализация в них минеральных компонентов (диаспора, хлорита, гематита и др.), переход коллоидных соединений в связи с их дегидратизацией из одних модификаций в другие — все это явления, которые самым теснейшим образом следует связывать со всем циклом уральской орогении и тектоники и отчасти вулканизма, наложившим вместе в тем определенный отпечаток на современную геологичекую структуру бокситовых месторождений Северного Урала» (Молдаванцев, 1934, стр. 47). Из последней цитаты видно, что хотя автор и привлекает к объяснению минералогии и структуры бокситов процессы диагенеза, но представления о нем у него также достаточно расплывчаты.

СЕМЕН ФИЛИППОВИЧ
МАЛЯВКИН

1876—1937
Снимок 1934 г.

По-другому представлял себе генезис бокситов А. Д. Архангельский (1933, 1937). Исходной предпосылкой его построений были высказывания А. Е. Ферсмана об «исключительной подвижности» алюминия в зоне гипергенеза. Но опереться на непосредственные физико-химические данные об Al_2O_3, как это сделал С. Ф. Малявкин, А. Д. Архангельский не мог. В рядах подвижности, рассчитанных Б. Б. Полыновым, Al занимал последнее место, вместе с кварцем; в составе твердого остатка речных и морских вод содержание Al (по В. И. Вернадскому) было ничтожно мало́ (от тысячных до миллионных долей процента), и было совершенно неясно, находится ли Al_2O_3 в современных водах в свободном состоянии или в составе каких-то коллоидно-растворенных силикатов. Таким образом, концепция А. Д. Архангельского базировалась, собственно говоря, на вере в высказывания А. Е. Ферсмана, а не на объективных данных относительно физико-химических свойств Al и на нахождении его в современных водах.

При принятии миграции Al_2O_3 в водах в растворенном виде (в коллоидной форме или в виде сернокислых солей) схема генезиса бокситов делалась весьма простой. Попадая в водоем, озеро или море, раствор Al_2O_3 осаждался вместе с железом и титаном, и в осадке возникали бобовые и оолитовые структуры, а также шамозит. Опыты, поставленные Е. В. Рожковой, действительно указывали на принципиальную возможность формирования из гелей Al_2O_3 по крайней мере бобовин. Перемывы осадка объясняли наличие обломков бобовин и оолитов. Эти положения особенно отчетливо сформулированы в применении к озерным бокситам.

«В огромном большинстве случаев, — писал А. Д. Архангельский, — выделение Al_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2 происходило совместно, с тем, однако, различием, что окислы алюминия и титана осаждались близ берегов почти нацело, и здесь в отдельных случаях возникали почти чистые алюминиевые руды, а окислы железа частично совместно с SiO_2 продолжали осаждаться и в удаленных от берегов частях озерных котловин ... Наиболее ярко выражается это в том, что по мере удаления от окраин котловин бокситы и бокситовые бобовины в заполняющих котло-

вины глинах сменяются железистыми, часто сильно кремнистыми (породами. — *Н. С.*). Необходимо еще отметить, что в пределах Сосновского месторождения в Акмолинском районе глины с железистыми бобовинами в средних частях котловины, в свою очередь, замещаются глинами с конкрециями известняка. Таким образом, выделение веществ, приносимых в озера впадавшими в последние текучими водами, происходило в определенной последовательности» (Архангельский, 1937, стр. 487). «Присутствие в месторождениях Среднего Урала в значительном количестве сидерита, лептохлоритов и пирита указывает, что на дне бассейнов или по крайней мере в более глубоких частях отлагавшихся здесь осадков существовали и восстановительные условия» (там же, стр. 488).

Аналогично мыслилось образование силурийских и девонских бокситов. Где-то восточнее Северного Урала располагалась суша с изверженными породами («северное продолжение Казахской складчатой страны»). На ней происходило латеритное выветривание и на Урал поступали растворы Al, Fe, Ti, осаждавшиеся в прибрежной зоне, а также и кремнекислота, «огромное количество которой выносится из алюмосиликатных пород при латеритном выветривании последних. Попавши в море, кремнекислота эта рано или поздно также должна была выпасть из раствора и образовать на дне кремнистые осадки. Вследствие того, что SiO_2 лучше удерживается в растворе, нежели Al_2O_3, отложение ее должно было происходить, вероятно, в большем расстоянии от берега, нежели отложение гидратов окиси алюминия. Таким образом, при правильности защищаемой нами точки зрения мы обязательно должны встретить среди верхнесилурийских и девонских образований Урала и кремнистые породы. Действительность вполне подтверждает это предположение, так как среди верхнесилурийских и нижнедевонских отложений Урала большим распространением пользуются характерные яшмы, в том числе и ... сургучные. Эти породы могли образоваться, хотя бы частично, в результате осаждения кремнекислоты из тех же растворов, которые в других местах осаждали окислы алюминия и железа. Что касается верхнедевонских диаспоро-шамозитовых руд, ... то им приблизительно соответствуют по времени отложения на западном склоне Урала доманиковые слои, в которых также наблюдается сильное окремнение. В изложенных фактах мы находим еще одно, мне кажется, очень серьезное доказательство нашей точки зрения» (там же, стр. 415, 416).

Заканчивая обзор представлений о генезисе бокситов в 20—30-е годы, надо признать, что одна идея в них оказалась бесспорно правильной и плодотворной. *Это признание осадочного генезиса бокситов и их связи с веществом, поступавшим с берега в результате латеритного выветривания пород на водосборах.* Именно эта идея и *только она* дала правильное направление поискам и разведкам на бокситы. И в этом большая заслуга С. Ф. Малявкина, Е. П. Молдаванцева, А. Д. Архангельского. Что же касается того, формировались ли бокситы путем главным образом механического переотложения глиноземного горизонта латеритной коры, как думали С. Ф. Малявкин и Е. П. Молдаванцев, или за счет растворов Al, Fe, Ti, как думал А. Д. Архангельский и его сотрудники, то в этом вопросе не получилось окончательной ясности. Физико-химические свойства Al_2O_3 и особенно титана, наличие обломочных структур в бокситах говорили в пользу первой концепции, но образование оолитов и шамозита — скорее в пользу второй. И той и другой, однако, не хватало ясного представления о том, что́ происходит на стадии седиментогенеза и что́ — в диагенезе. Поэтому, стремясь объяснить наличие закисных соединений Fe в породе (шамозит, сидерит, пирит), авторы допускали восстановительный режим то в придонной воде, то в осадке, но не могли использовать явления переработки и перераспределения веществ в диагенезе для толкования генезиса некоторых минералов и структур. В представлениях

даже А. Д. Архангельского было еще много сырого и недоработанного, в результате чего ему на ходу приходилось отказываться от ранее высказанных идей (например, о происхождении красных девонских бокситов за счет окисления серых) или исправлять ранее сказанное (например, об источниках глинозема и железа в бокситах: вместо Северного Казахстана вначале — указывать на его продолжение в Западно-Сибирскую низменность). Как-то совсем в тени осталась геохимия титана, имеющая очень важное значение и т. д. И все же работы 30-х годов по бокситам имели крупное значение для развития у нас литогенетических идей. Они впервые заставили геологов интересоваться корой выветривания как источником рудного вещества. Они породили идею о пространственном обособлении растворенных веществ в бассейне, т. е. то, что вскоре будет названо осадочной химической дифференциацией, а также идею о химической корреляции хемогенных осадков в бассейне, что выступает в выше приведенной цитате из работы А. Д. Архангельского и что подробнее мы увидим дальше. К сожалению, приходится признать, что и идея химического разделения, и идея химической корреляции аутигенных накоплений имели пока очень общий характер и были скорее дедукциями из физико-химических свойств веществ, чем результатом тщательно проведенных эмпирических исследований.

АНДРЕЙ ДМИТРИЕВИЧ
АРХАНГЕЛЬСКИЙ
1879—1940

После конференции в 1935 г., на которой возобладала хемогенная концепция, широко распространилось мнение, будто именно этой концепции практика поисков бокситов обязана своими успехами. Такому представлению много способствовал сам А. Д. Архангельский в своей монографии. Но оно не отвечает действительности. Поисковые признаки на бокситы как осадочные образования (их тяготение к берегам водоемов, к остаточной коре выветривания и т. д.) совершенно одинаковы как при хемогенной концепции А. Д. Архангельского, так и при гипотезе главным образом механического переотложения Al_2O_3 глиноземного горизонта С. Ф. Малявкина и Е. П. Молдаванцева. *Решающим является признание осадочного генезиса бокситов.* А оно высказано впервые С. Ф. Малявкиным в совершенно отчетливой форме в 1925 г. и затем вновь излагалось А. Д. Архангельским и Е. П. Молдованцевым независимо друг от друга.

II. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Исследователи железных руд в конце XIX—начале XX вв. имели дело, как указывалось выше, только с зоной окисления месторождений и потому, конечно, не могли правильно истолковать их генезис, хотя некоторые отдельные моменты его все же были схвачены. В 20—30-е годы благодаря широкому развертыванию разведочных работ на

ряде месторождений была, наконец, вскрыта зона первичных неокисленных руд и стали складываться в общем более правильные генетические представления, хотя и не у всех исследователей. Мы остановимся только на наиболее ярких работах: исследовании тульских и липецких руд Л. В. Пустоваловым (с сотрудниками), алапаевских руд Б. П. Кротовым (с сотрудниками), керченских руд (М. И. Кантором), а также на общей классификации осадочных железных руд Б. П. Кротовым и опыте их геохимического изучения А. Д. Архангельским и Е. В. Копченовой.

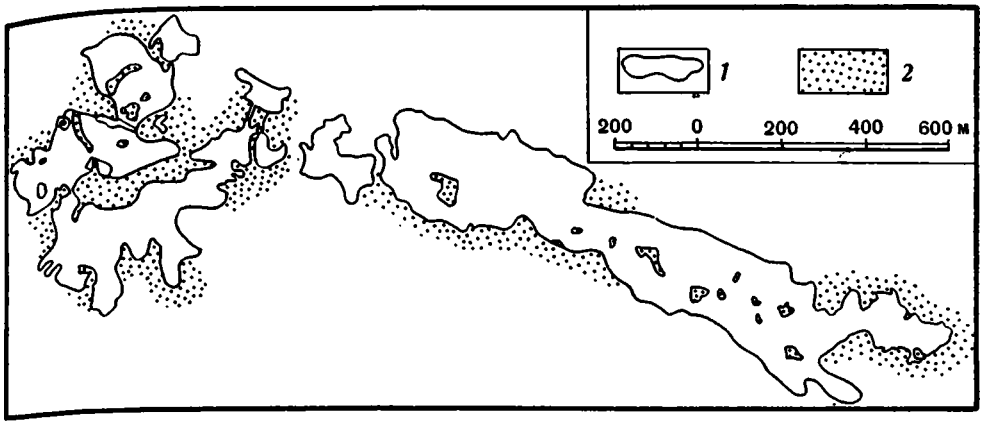
1. Генезис тульских и липецких руд

Работа по тульским и липецким рудам касалась региона, обследованного еще в 80-х годах П. А. Земятченским, но давала рудам совершенно иную трактовку. Как мы знаем, этот исследователь рассматривал руды в качестве метасоматических по сидеритам и известнякам. Отвергая гидрохимическую концепцию, Л. В. Пустовалов утверждал, что тульско-липецкие руды нормально-осадочные, озерные, возникшие в течение «великого палеомезозойского перерыва», охватывавшего время с конца среднего карбона до келловея; точный возраст руд неизвестен, но, вероятно, это нижне- или среднеюрские образования.

Любопытен путь, которым была создана эта концепция. «Еще до начала летних полевых работ», ознакомившись с литературой, Л. В. Пустовалов пришел к заключению, что «наиболее правильной из всех возможных точек зрения ... является озерно-болотная гипотеза проф. Я. В. Самойлова, конспективно изложенная в оставшейся после его смерти рукописи» (Пустовалов, 1933а, стр. 9). Эта точка зрения и была сформулирована Л. В. Пустоваловым «еще до выезда в поле» в специальной статье, опубликованной в 1931 г. «Вся последующая двухлетняя работа полностью подтвердила те соображения, которые были высказаны в (этой. — *Н. С.*) первой статье», и представляет собой «лишь расширение и уточнение этих самых первых построений, носивших тогда еще предположительный характер» (там же). «В результате озерно-болотная гипотеза ... может считаться теперь самым удовлетворительным объяснением условий накопления липецких и тульских железных руд, если не сказать большего» (там же).

При обосновании новой концепции Л. В. Пустовалов прежде всего признал обломочным материалом кремни с нижнекаменноугольной фауной, которые часто встречаются в тульских рудах, хотя П. А. Земятченский специально подчеркивал, что кремни эти не несут никаких следов обработки, а туфовидные кремни связаны с рудой постепенными переходами. Не посчитался он и с лимонитовыми псевдоморфозами по кораллам, найденным П. А. Земятченским и позже него Н. И. Гуровым. Зато очень большое значение было придано тому обстоятельству, что рудный горизонт на всем его распространении от Липецка до Тульского района обладает одним и тем же комплексом терригенных минералов и залегает на размытой и часто закарстованной поверхности известняков, переходя в направлении с юга на север с девонских отложений на угленосные, потом на продуктусовые (теперь окская свита. — *Н. С.*) и, может быть, даже на известняки C_2. Терригенно-минералогический критерий, таким образом, был положен в основу выделения рудного горизонта как целого, а все, что ему противоречило, было оставлено без внимания или трактовалось как обломочный материал (кремни с фауной).

Озерная природа руд доказывалась многими наблюдениями и, прежде всего, их формой залегания. О том, что руды лежат гнездами, разделяясь пустыми породами, было известно еще П. А. Земятченскому, но природа этого «островообразного залегания» была ему неясна. Л. В. Пустовалов



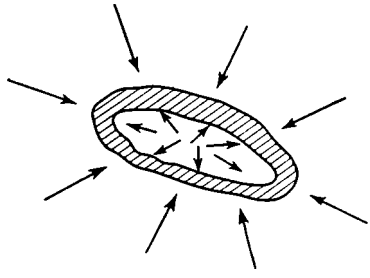
Фиг. 33. План Сырского рудника в окрестностях г. Липецка (по Л. В. Пустовалову, 1933а)
1 — граница подземных работ рудника; *2* — пустые породы

трактует гнезда как отложения древних озер. Объектов, на которых было разработано это представление, всего два: Сырская рудная площадь в Липецком районе и Брусяновская в Тульском. Вид первой воспроизведен на фиг. 33. Сырское гнездо имеет вид полосы с прихотливыми контурами, вытянутой с запада-северо-запада на восток-юго-восток, ширина ее около 250 *м*, длина около 2 *км*. «Характер подобного сильно извилистого и вместе с тем замкнутого контура знаком нам из географии и присущ ... озерным водоемам» (Пустовалов, 1933а, стр. 202). Рудный горизонт отличается отчетливо выраженной слоистостью. Он начинается охристой глиной, содержащей до 55% Fe, выше которой залегает жеодистая руда, то сплошная, то вкрапленная с прослойками и линзами глин, песчаных глин и песков; над рудой лежат пустые породы — пески, глины и песчаные глины.

Посетив разные участки Сырского рудника, Л. В. Пустовалов установил, что железные руды приурочены к центральным частям рудного гнезда с более низкими отметками ложа, к периферии же гнезда, где известковое ложе поднимается, руды исчезают, сменяясь пустой породой; выступы известняков внутри впадины также лишены руды. «И вы начинаете понимать, — пишет он, — что только что сейчас, перед тем как подняться из шахты на земную поверхность со свечкой в руках, вооруженные геологическим молотком, некоторым запасом знаний и необходимой научной фантазией, вы путешествовали по дну древнего водоема и могли наблюдать все мельчайшие детали его отложений с гораздо большими удобствами, чем это можно сделать в современном озере» (там же, стр. 212). Существенный факт открывается при наложении карты мощностей руды на карту рельефа Сырского гнезда. Оказывается «мощность руды с повышением дна уменьшается и, напротив, по мере понижения дна — возрастает. Однако это возрастание происходит лишь до известных пределов, так как в очень пониженных участках мощность руды вновь начинает снижаться ... Мы имеем здесь следовательно полнейшую аналогию Сырского озера с современными озерами» (там же, стр. 215). После этих наблюдений «вряд ли могут остаться у беспристрастного исследователя малейшие сомнения относительно принадлежности рудоносных пород к древним озерным осадкам» (там же, стр. 216). При изучении Бруснянской залежи выяснилось, что богатые руды приурочены к срединным пониженным частям линзы, наиболее бедные — к боковым возвышенным частям. «Перед нами вновь вырисовывается ... замкнутая

озерная котловина с отчетливо выраженной береговой опесчаненной фацией» (там же, стр. 224).

Среди первичных тульско-липецких руд Л. В. Пустовалов выделяет охристые железистые руды, конкреции, чешуйчатые (сотовидные) руды и шлаковидные руды, причем для всех них находит аналогию в современных озерных рудах. «Охристые железистые глины мы рассматриваем, — пишет он, — как первичный, коллоидальный железистый древнеозерный осадок, который, несмотря на последующие процессы старения и коагуляции, сохранил до наших дней свои основные первоначальные морфологические признаки ... Мы считаем охристые глины тульско-липецкого рудного горизонта *полным аналогом* (курсив мой. — *Н. С.*) железистых глин современных железорудных озер» (там же, 1933, стр. 292). В Липецком районе Л. В. Пустовалову «посчастливилось сделать несколько драгоценных находок» — плоских конкреций. Морфологически



Фиг. 34. Схема образования «жеоды» (по Л. В. Пустовалову, 1933а)

они «ничем существенным не отличаются от современной „копеечной" озерной руды. В соответствии с этим их нельзя, по-видимому, рассматривать иначе как древнюю озерную „копеечную" руду» (там же, стр. 293, 294). Чешуйчатую руду Л. В. Пустовалов сравнивал с несколькими образцами современных озерных и болотных руд из Австрии и Богемии (в минералогическом музее МГРИ). Оказалось, что они имеют «полное морфологическое сходство» (там же, стр. 298). Что касается шлаковидных или ноздреватых разностей тульско-липецких руд, то они «морфологически весьма близки, если даже не тождественны ноздреватым современным озерно-болотным рудам, какие нам приходилось видеть в минералогических музеях Ленинграда и Москвы» (там же, стр. 299).

Сходство тульско-липецкого рудного горизонта с отложениями современных железорудных озер, однако, не ограничивается собственно первичными рудами, но касается и вмещающих пород. Дело в том, что, по представлениям Л. В. Пустовалова, «к древней береговой полосе (тульско-липецких руд. — *Н. С.*) приурочиваются ... линзовидные выделения ... опалового кремнезема» — лярдита, смешанного с каолином. В них «мы находим полнейшую аналогию с современными осадками железоосаждающих озер, на дне которых, как известно, происходит накопление студенистого кремнезема [1] и каолинового материала (никем пока не доказано. — *Н. С.*). Даже в таких мелочах, — заключает Л. В. Пустовалов, — мы находим ... всестороннее подтверждение озерного способа накопления липецких и тульских руд» (там же, стр. 278, 279).

Очень важным моментом в выяснении генезиса этих руд является истолкование их жеодистого строения, ибо эта разность составляет главную массу руд. П. А. Земятченский трактовал жеоды как результат окисления сферосидеритов. После изложенного выше ясно, что Л. В. Пу-

[1] Его в действительности нет, а есть сметанообразный или жидкий трепел. — *Н. С.*

стовалов не мог принять такой трактовки, но должен был придумать какой-то иной механизм образования жеод. Он и нашел его в так называемых кольцах Лизеганга. «Процесс образования жеод (фиг. 34), — пишет он, — есть процесс передвижения железа от центра к бокам жеоды и одновременный приток железных соединений к стенкам жеоды из окружающей ее породы» (там же, стр. 317), т. е. в конечном счете процесс перераспределения железа в первичном рудном пласте. Фактором, вызвавшим перераспределение, было наличие в рудном слое рассеянных известковых песчинок. «Так просто, естественно, в высшей степени изящно и всеобъемлюще объясняют нам процесс образования жеод, в сущности говоря, только два факта: присутствие в древних озерных отложениях коллоидных гидроокисей железа и нахождение в этих же отложениях каогулирующего начала в виде известковых песчинок» (там же, стр. 324).

ЛЕОНИД ВАСИЛЬЕВИЧ
ПУСТОВАЛОВ
1902—1970

В целом Л. В. Пустовалову за два года работы удалось сконструировать стройную и правдоподобную концепцию и дать довольно впечатляющую, интересную и живо написанную объемистую книгу.

Оценивая эту концепцию в историческом аспекте, нужно отметить прежде всего, что *метод, каким она была создана, должен быть признан несомненно сравнительно-литологическим и никаким иным.* Ибо все генетические заключения получены путем детального и разностороннего сравнения тульско-липецких руд с современными озерными. Таким образом, в 1933 г. Л. В. Пустовалов был еще верным последователем своего учителя Я. В. Самойлова. Через 7 лет он станет уже противником этого метода. Как и почему произошло это изменение, мы увидим ниже, сейчас же нас интересует, насколько обоснована была его концепция и насколько серьезным был его сравнительно-литологический метод.

О степени обоснованности концепции можно судить по работам, опубликованным позже, частью еще в 30-х годах, частью в 50-х и 60-х; но мы коснемся их всех здесь, чтобы покончить с тульско-липецкими рудами и не возвращаться к ним далее.

Очень важная, но недооцененная в свое время работа была выполнена Б. П. Епифановым и Н. И. Гуровым (1937), которые руководили разведочными работами в Тульском районе с 1929 по 1935 г. и располагали обширным фактическим материалом. Оказалось, что кремни с фауной C_1 в руде представляют собой вовсе не обломочный материал, как полагал Л. В. Пустовалов, а возникший in situ. Об этом говорит, во-первых, отсутствие следов окатанности их; во-вторых, залегание среди совершенно чистой руды, представленной бурым железняком без всяких примесей, а не в песчано-глинистом субстрате; в-третьих — размеры кремней, достигающие 1,0—1,5 *м* в поперечнике, «и мы вправе, — пишут цитируемые авторы, — задать вопрос, какой агент мог принести такие кремни в предполагаемые водоемы» (Епифанов, Гуров, 1937, стр. 73), при отсутствии другого крупнокластического материала? В-четвертых,

«в некоторых случаях кремни залегают в виде пропластков среди руды согласно с общим направлением слоистости рудного слоя» (там же). При последующих работах кремни были встречены «*в виде непрерывных пластов пористого и плотного кремня, которые иногда протягиваются на сотни метров* (курсив мой. — *Н. С.*). Такая форма залегания кремней наблюдалась в залежи 14 Богородицкого подрайона, где в основании рудного пласта описан непрерывный слой кремня протяженностью около 500 *м*. Слой переполнен остатками фауны алексинского горизонта. Сплошной слой кремня вскрыт между бурым железняком и сидеритом на залежи 50—51 Киреево-Дедиловского подрайона. В последние годы неоднократно наблюдались пластовые формы залегания кремней в рудном слое» (Епифанов, Козлечкова, 1967, стр. 131). Из надрудной глины в 14-й залежи обнаружен комплекс спор, который, по заключению С. Н. Наумовой, характерен для нижнего карбона Европейской провинции. Этими фактами однозначно решается вопрос о нижнекарбоновом возрасте рудного горизонта и принадлежности его визейским лагунно-морским осадкам.

Весьма интересны наблюдения Б. П. Епифанова и Н. И. Гурова над характером линзообразных тел, в виде которых залегает тульская руда. Брусяновская залежь, которая послужила Л. В. Пустовалову одной из баз для его «озерной теории», «нигде в местах наблюдения ... не ограничивается первичным контуром выклинивания. Везде выклинивание залежи у контура является следствием ... размыва... Такая же картина наблюдается и по другим залежам, находящимся в эксплуатации. До сих пор еще ни для одной залежи не установлен (и не восстановлен) ее первичный контур ... Фактические размеры оконтуренных залежей по материалам подсчета запасов колеблются от 30 тыс. $м^2$ до 8 $км^2$. Средняя площадь залежи 250 тыс. $м^2$» (Епифанов, Гуров, 1937, стр. 92, 93).

«По всем наблюдениям в большинстве случаев руда залегает в виде более или менее выдержанных пластов. Местами наблюдается залегание в виде гнезд различного размера в более или менее песчаных, ожелезненных, охристых глинах, а иногда и в плотных, жирных „синиках“» (там же). Что касается генезиса окисных руд, то они представляют несомненно результат окисления сидеритов, как это и предполагал П. А. Земятченский. «Нам, — пишут Б. П. Епифанов и Н. И. Гуров, — приходилось наблюдать жеоды, образующиеся при окислении сидеритов» (там же, стр. 91). По О. А. Глико, основная масса тульских сидеритов и бурых железняков приурочена к Богородицкому заливу Окского бассейна, а бурые железняки возникли за счет окисления сидеритов.

Что касается липецких руд, то прохождение их за счет окисления сидеритов было доказано в 50-х годах М. С. Точилиным, обнаружившим при микроскопировании руд ромбоэдры, сложенные гидрогётитом, но по углам между гранями, несомненно, представляющие собой псевдоморфозы по сидериту. При проходке более глубоких шахт и разведочных выработок в Липецком районе были встречены сидериты[1]. Всеми этими данными ошибочность концепции Л. В. Пустовалова относительно тульско-липецких руд выясняется однозначно.

Остается сказать лишь несколько слов о характере того сравнительно-литологического метода, каким пользовался Л. В. Пустовалов при создании своей генетической схемы.

Сравнение с современными осадками бывает плодотворным только в том случае, если оно опирается на достоверное знание механизма возникновения того или иного современного образования. К сожалению, Л. В. Пустовалов не исследовал сам современных озерных железных руд.

---

[1] М. С. Точилин, однако, относил первичные сидеритовые руды к юре.

Изучение же морфологии музейных образцов озерных и болотных руд, конечно, ничего не могло дать для познания механизма их формирования. Между тем, мы знаем сейчас, что генерация озерных руд есть процесс весьма сложный и что в нем огромную роль играет диагенез (Семенович, 1958; Страхов, 1965). Накопление охр, железных корок и оолитов в центральных частях озер, как правило, обусловлено диагенетическим подтягиванием железа (и марганца) из нижней восстановительной зоны осадка в окислительную пленку. Оолитовые, бобовые и другие формы руд по периферии озер в определенной зоне глубин также в основном обязаны диагенетическому перераспределению, но в этом случае оно идет латерально — из профундали в прибрежную зону. Результатом такого механизма возникновения окисных руд является их эфемерность: с ростом осадка нижняя часть окислительной пленки переходит в восстановительную зону, редуцируется и вновь подтягивается вверх. *Окисные руды не фиксируются в осадке и не переходят в ископаемое состояние*, а если какие-либо части их, особенно в профундали, и погребаются среди илов, то рано или поздно Fe_2O_3 в них все же переходит в $FeCO_3$, и накопление железа происходит, в конце концов, в сидеритовой форме. Не случайно, что *озерные отложения любого возраста, находящиеся сейчас вне зоны окисления, содержат только сидеритовые накопления.* Это значит, что апелляция к современным окисным озерным рудам для доказательства озерного генезиса тульско-липецких руд и отыскивание морфологических аналогов были не только недостаточными, *но и принципиально неправильными приемами.* Ибо, поскольку окисные руды современных озер (и озер древних) по самой сути их генезиса не переходят в ископаемое состояние, требовались бы специальные исследования для доказательства того, что в Тульско-Липецком районе они почему-то сохранялись в течение огромного времени. Впрочем, доказать это было бы невозможно, так как *окисные руды Тульского и Липецкого районов всегда находятся выше уровня грунтовых вод, в зоне окисления.* Когда же исследователи уходят ниже этого уровня — начинают появляться сидериты.

Это было известно еще П. А. Земятченскому в Жиздринском районе, и он правильно расценил этот факт, признав окисные руды продуктом окисления сидеритов.

Таким образом, несмотря на внешнюю правдоподобность и блестящее изложение, попытка Л. В. Пустовалова трактовать тульско-липецкие руды как юрские озерные отложения оказалась все же ошибочной. *Это — зона окисления лагунно-морских сидеритовых накоплений нижнекарбонового времени.* Недаром его гипотеза с самого начала встретила возражения «тульчан» [1], т. е. работников Тульской геологоразведочной базы, которые ближе знали свой фактический материал, чем Л. В. Пустовалов, и видели связь окисных руд с сидеритами уже в 30-х годах. Кучное расположение в породе сидеритов (непосредственно наблюдаемое во многих сидеритовых месторождениях) породило гнездовой характер окисных руд, который «при некотором запасе знаний и необходимой научной фантазии» превратился у Л. В. Пустовалова в заполнение озерных котловин.

Нетрудно видеть, что по духу своему озерная гипотеза очень гармонировала с «зоной континентального геохимического противоречия»: и там и здесь логические операции и необходимая научная фантазия играли решающую роль.

---

[1] Термин Л. В. Пустовалова.

2. Генезис алапаевских руд

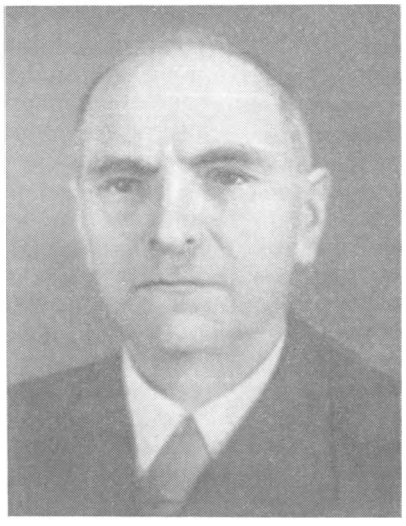
Алапаевские руды восточного склона Урала подобно липецким залегают на весьма неровной поверхности известняков, которая изъедена карстовыми воронками разной глубины и меридионально вытянутыми глубокими ложбинами типа эрозионной сети. Поверхность известняков покрыта так называемыми «глинами лежачего бока» месторождения, представляющими собой продукт выветривания известняков. Выше залегает беликовая толща — пестрый комплекс песков, глинистых прослоев, гравия, возникший в весьма разных условиях: частью это делювий и пролювий продуктов выветривания известковых толщ, частью аллювиальные отложения и, наконец, озерно-болотные, представленные глинами с растительными остатками (нередко обильными) и со стяжениями сидерита и зернами пирита; цвет глин варьирует от светло-белого до почти черного.

Рудный горизонт располагается в основании беликовой толщи и в соответствии с рельефом ложа то поднимается до высоких отметок, то опускается на значительную глубину (до 200 *м* и ниже). На выступах известняков он порой отсутствует. По склону же и на дне иногда расщепляется на два-три прослоя, между которыми располагаются прослои неоруденелого белика. Мощность рудного горизонта варьирует от немногих метров до 10—13 *м*. По составу руды пестрые, то окисные — гидрогётитовые, то закисно-окисные — гидрогётит-хлоритовые (стриговитовые), то закисные — сидеритовые. Это зависит от положения руды относительно уровня грунтовых вод: если руды находятся выше этого уровня, они состоят из охристой глины, в которой заключены выделения гидрогётита в виде сплошных «булыг» — зонарных округлых выделений крепкого гидрогётита, центральная полость которых выполнена рыхлой охристой массой, — пустотелых гидрогётитовых жеод. Иногда рудное тело представляет собой сплошную гидрогётитовую массу почти без примеси нерудной породы. Но иногда встречается так называемый рудный камень — железистый конгломерат, в котором галька и щебень кварца и кремня цементируются гидрогётитом. В зоне колебаний уровня грунтовых вод, бедной кислородом, рудная порода представляет собой железистый (закисно-окисный) хлорит — стриговит — зеленого цвета разной яркости, в который включены в разном количестве выделения гидрогётита и сидерита, округлой формы или в виде прожилков; строение гидрогётитовых выделений такое же, как в вышеописанной зоне. В зоне ниже уровня грунтовых вод рудный горизонт состоит из серой или черной глины с растительными остатками и иногда с углистыми включениями, в которых находится большее или меньшее количество мелких конкреций и линз сидерита размерами до 1,5 *м*. Местами сидерит образует сплошные пластообразные накопления. Очень часто наблюдается, что у верхней и нижней по вертикали границ рудное тело слагается окисными формами железа, в средней же части — стриговитом с сидеритом или серой глиной также с сидеритом.

Взгляды на генезис руд алапаевского типа претерпели характерную эволюцию. Л. М. Миропольский и его ученики (А. А. Трофимук и В. А. Полянин) пытались связать генезис их с латеритным выветриванием беликовой (надрудной) толщи и окружающих пород, причем железистые растворы проникали в беликовые отложения и, опускаясь вниз, осаждали соединения железа частью в самых беликовых отложениях, частью на поверхности известняков, образуя руды. Но Б. П. Кротов (1935) справедливо указал, что в беликовой толще нет ни малейших признаков латеритного выветривания и что, будучи сложенной главным образом обломками кварца, кремня и каолинитовыми прослоями, она и не могла быть сколько-нибудь существенным источником рудного же-

лезонакопления. Действительный ход процесса был совершенно иным.

Первичное накопление железа происходило в бассейнах озерно-болотного типа, которые возникли при повышении базиса эрозии и заполнении впадин (карстовых и эрозионных) разнообразным обломочным материалом, давшим беликовую толщу. Источником железа служили выветривавшиеся в соседних районах магматические и метаморфические породы, а само железо перемещалось в виде бикарбоната, частью сульфата и гидрозоля Fe_2O_3 под защитой органического вещества. В озерно-болотных бассейнах жили низшие животные и растения того времени, остатки которых создали «восстановительную среду в бассейне ... и в такой среде и происходило выделение из растворов пирита или марказита и сидерита» (Кротов, 1936, т. 2, стр. 365). Подчеркнем, что Б. П. Кротов различает среди сидеритов сингенетические (т. е. седиментационные. — *Н. С.*), отличающиеся особой чистотой от механических примесей, и диагенетические, «которые являются продуктами концентрации вещества, первоначально рассеянного в массе осадка» (там же, стр. 363); эти сидериты более загрязнены обломочным материалом. После отложения беликовой толщи с первичными сидеритовыми рудами она не менее четырех раз выводилась поднятиями земной коры в зону гипергенеза, в ней циркулировали грунтовые воды, стекавшие по склонам известковых впадин и поднятий. Внося с собой кислород, эти грунтовые воды прежде всего окисляли сидерит в гидрогётит и превращали беликовые глины в стриговитовые породы. В то же время, лишившись O_2 и обогатившись CO_2 за счет окисления органического вещества, они частично растворяли $FeCO_3$ и переносили его в более глубокие горизонты беликовой толщи, где возникали вторичные сидериты — как в самом рудном горизонте, так и несколько выше него. Проникая в известняки, эти же воды продолжали формирование карста и отложили сидеритовые тела ниже подошвы беликового горизонта. Четырехкратное повторение этих процессов, продолжающихся и в современный момент, обусловило пестрое строение руд алапаевского типа. В главной своей части рудное тело состоит в этих месторождениях из гидратов окиси железа, но «местами в рудном теле сохранились реликты первичного состава рудной толщи в виде серых и черных глин с растительными остатками, сидеритом и пиритом и реликты ... сидерита среди гидратов окиси железа» (Кротов, 1936, т. 1, стр. 14).



БОРИС ПЕТРОВИЧ
КРОТОВ

В этой генетической схеме Б. П. Кротова, принципиально правильной, есть только один момент, несомненно ошибочный. Это — признание восстановительной среды в воде железоосаждающих бассейнов. Как показали работы Н. И. Семеновича (1958), всем железорудным бассейнам, наоборот, свойствен ярко выраженный окислительный режим, который, собственно, и осаждает железо (и марганец) из воды и мешает ему выноситься транзитом через озера в моря. Таким образом, сингенетичного, т. е. седиментационного, сидерита в озерных осадках заведомо не было. Исходный сидерит рудного горизонта был диагенетический.

Вместе с тем совсем не ясно, как из каолиновых глин беликов, содержащих сидерит, возникал стриговит? Но обе эти слабые стороны концепции Б. П. Кротова не мешают принятию ее главных основных черт, которые несомненно правильны. Генезис тульских и липецких руд был принципиально таким же: окисление в зоне выветривания нижнекаменноугольных сидеритов.

Итак, разнообразные окисные руды, развитые на большой площади Европейской части СССР и представленные землистыми охрами и жеодами, оказались при ближайшем исследовании зоной выветривания сидеритовых руд, формировавшейся иногда сложным путем. При этом сами сидериты стали рассматриваться не как продукт замещения известковых стяжений, как полагал П. А. Земятченский с его гидрохимической концепцией, а как образования частью седиментационные, частью диагенетические.

3. Новое в познании оолитовых руд

Любопытна в этом отношении история изучения оолитовых руд, прежде всего керченских. С. П. Попов, как мы знаем, считал бурожелезняковые оолиты первичными, осадочными. Когда разведка месторождения в 20—30-х годах резко расширилась и были вскрыты более глубокие горизонты, неожиданно обнаружилась весьма интересная картина. В этих глубоких горизонтах была открыта плотная зеленая порода — руда с большим содержанием закисного железа. Минералогия этих руд была выяснена М. И. Кантором (1937), который установил наличие в ней шамозита и сидерита. Весьма существенно, что шамозит входил не только в состав оолитов, но и присутствовал — вместе с сидеритом и фосфатами — в цементе. Это дало основание М. И. Кантору высказать весьма правильную мысль о том, что шамозитовые оолиты формировались непосредственно в осадке, в диагенезе, при этом Fe, P, Mn усиленно стягивались в оолиты, а цемент обеднялся ими. При выветривании около дневной поверхности шамозитовые оолиты окислялись и переходили в бурожелезняковые, а выделяющийся при этом каркас SiO_2 сохранялся, и его можно было получить почти в чистом виде, осторожно растворяя бурожелезняковый оолит в HCl (как это делал С. П. Попов).

Таким образом, в керченских месторождениях разведкой 20-х и начала 30-х годов была установлена характерная аутигенно-минералогическая зональность. Первичная зона, сохранившаяся только в глубоких частях месторождения, «является закисно-окисной зоной, вторичная — окисной зоной. Для первой характерны шамозит, сидерит, лимонит, пирит, вивианит, α, β и γ-керченит; для второй ... — лимонит, оксикерченит, митридатит, фосфорит, ... псиломелан, пиролюзит, вад. В окисных рудах нет почти карбонатов, карбонаты железа перешли в лимонит (частично в турьит), карбонаты марганца — в псиломелан, пиролюзит и вад» (Кантор, 1937, стр. 125). В 1936 г. Ф. В. Чухров открыл в первичных рудах пирротин.

Таким образом, то, что С. П. Попов считал в керченских рудах первично-седиментационным образованием — бурожелезняковые руды, — на деле оказалось просто корой выветривания первичных гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд. Совершенно аналогичным оказался генезис сынтульских оолитовых руд в Касимовском районе. Еще П. А. Земятченский рассматривал эти оолитовые руды как зону окисления первичных карбоновых оолитовых сидеритовых руд. Позже исследованиями Л. В. Пустовалова было доказано, что в действительности первичными

были в данном случае верхнеюрские (келловейские) гидрогётит-шамозитовые руды, к тому же богатые фосфором.

Резюмируя работы 20—30-х годов по железным рудам, нужно сказать, что ими были установлены три фундаментальных факта.

1. Все бурожелезняковые руды являются зоной окисления первичных либо сидеритовых, либо гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд.

2. Эти первичные руды были частью седиментационными, частью диагенетическими.

3. При выветривании конкреционные сидеритовые руды давали комбинацию охристых руд с жеодистыми, оолитовые гидрогётит-шамозит-сидеритовые превращались в оолитовые же бурожелезняковые с охристо-глинистым цементом.

Сопоставляя эту концепцию, постепенно выросшую в 20—30-е годы, с гидрохимической концепцией П. А. Земятченского, нетрудно видеть, что его понимание бурожелезняковых руд как зоны выветривания первичных закисных руд целиком перешло в новые генетические представления, но сами первичные руды — сидеритовые — стали пониматься не как результат метасоматоза по известнякам, вызванного просачивающимися железистыми водами, а как образование, возникшее в озерных или морских водоемах в ходе седиментогенеза и диагенеза, правда, с достаточно неотчетливым разграничением первого и второго.

Одновременно была полностью доказана невозможность толкования окисных руд в качестве первично-седиментационных (тульско-липецкие в схеме Л. В. Пустовалова) или как результата латеритного выветривания (алапаевские в схеме Л. М. Миропольского). Единственным объектом, который можно рассматривать как латеритную кору выветривания, было Елизаветинское месторождение на серпентинитах Урала (Карманов, 1937).

4. Фациальная классификация железных руд Б. П. Кротова

Кроме исследования частных объектов, в 30-х годах была предпринята попытка дать общую фациальную классификацию железных руд; это было сделано Б. П. Кротовым в 1937 г. Он различал четыре группы месторождений.

I. Луговые и ключевые осадочные месторождения: первые возникают в мелководных бассейнах и заливных лугах, в них гидраты окиси железа сопровождаются сидеритом; вторые — при выходе на поверхность ключей с водой, содержащей бикарбонат железа; в обоих случаях формируются пластообразные залежи.

II. Речные месторождения, образующиеся только механическим путем: аллювиальные россыпи.

III. Озерно-болотные месторождения: в проточных мелких озерах и болотах с обилием кислорода в воде возникают пластообразные накопления гидратов окисей железа и марганца; в более глубоких и слабопроточных озерах и болотах, богатых флорой, «развивается восстановительная среда со значительным присутствием углекислоты», — образуются сидеритовые стяжения и отложения карбоната марганца (первичные руды алапаевского типа). В озерах с богатой фауной появляется сероводородное заражение и формируются пласты мельниковита.

IV. Морские осадочные месторождения: вдоль побережья морей в виде зоны, окаймляющей берега, или в заливах образуются оолитовые руды железа и марганца (Клинтон, Чиатуры); в более глубоких частях бассейна — силикатные руды шамозитового типа

(Тюрингия, Мугай). В заливах и лагунах с богатой флорой формируются осадки железа и марганца в виде марганцовистых и чистых сидеритов (Вестфалия, Шотландия). В лагунах и более глубоких частях морей с богатой фауной возникает сероводородное заражение воды и осаждаются сульфиды (Мансфельд, Раммельсберг и Мегген).

В этой классификации сочетаются наблюдения над современным осадконакоплением в озерах и болотах с данными по древним рудам. Автор при этом полагает, что возникшие гидроокисные озерно-болотные, ключевые и луговые руды сохраняют свой состав в дальнейшем. Как выяснилось впоследствии, это допущение ошибочно. Точно так же ошибочным было допущение восстановительной обстановки в воде самого рудообразующего бассейна и отнесение к числу осадочных руд месторождений типа Мегген и Раммельсберг.

5. Зависимость химического состава осадочных железных руд от условий их образования

Эта проблема была поставлена А. Д. Архангельским в пору его работ в Институте прикладной геологии и минералогии и проводилась одновременно с изучением бокситов, в сотрудничестве с Е. В. Копченовой. Отправным пунктом работы была констатация того, что изучение железных руд в то время имело ряд методических дефектов. В частности, «исследователи весьма часто не изучают месторождение в целом, в его взаимоотношении с окружающими породами, в его развитии», «почти никогда не принимается ... во внимание ... химический состав руд, хотя теоретически можно ожидать, что он должен сильно меняться в зависимости от изменений той среды, в которой образование руд происходило» (Архангельский, Копченова, 1934, стр. 262).

Желая восполнить этот пробел, А. Д. Архангельский собрал большую коллекцию руд, в которой были представлены железо-марганцовые желваки со дна Черного, Баренцева и Белого морей, озерные руды Карелии и болотные руды Карелии и Московской области; из более древних рудных образований:

а) бурые железняки — керченские, тульские, липецкие, хоперские, халиловские, бакальские, комарово-зигазинские, алапаевские;

б) сидериты — приокские, азербайджанские, дагестанские и бакальские;

в) железистые докембрийские кварциты и богатые руды Курской магнитной аномалии.

Из этой коллекции 200 образцов были проанализированы количественно на фосфор, мышьяк, марганец, ванадий, хром, никель, кобальт, медь, титан; кроме того, ряд образцов был опробован качественно на свинец, цинк, молибден, вольфрам и олово.

«Основным выводом, — пишут А. Д. Архангельский и Е. В. Копченова, — является то, что химический элементарный состав руды (поскольку, конечно, речь идет о рассматриваемых нами элементах. — *Н. С.*) определяется в первую очередь физико-химическими особенностями среды, в которой происходит осаждение металлов, газовым режимом этой среды, присутствием или отсутствием в ней кислорода и его антагониста — сероводорода.

Руды, образовавшиеся в кислородной среде и представленные окислами или силикатами, оказываются наиболее богатыми разнообразными примесями и содержат в себе огромное большинство, а иногда и все перечисленные выше элементы. По степени распространенности последние могут быть подразделены на пять следующих групп:

I. Mn, P содержатся во всех рудах в большом количестве — от десятых процента до нескольких процентов. Особенно велико может быть накопление марганца, количество которого может превышать количество железа, вплоть до перехода руды из железной в марганцовую с небольшой примесью железа. Количество фосфора лишь в редких случаях поднимается до 2—3%; большее содержание фосфора у нас известно лишь в некоторых разностях хоперских руд, представляющих продукт метасоматического замещения фосфорита.

II. Ti присутствует почти во всех рудах в количестве сотых и десятых процента.

III. V, As присутствуют везде в количестве нескольких тысячных и сотых процента.

IV. Cr присутствует в большинстве руд в количестве нескольких тысячных или сотых процента.

V. Ni, Co, Cu встречаются гораздо реже, нежели предыдущие, будучи обычно связанными с развитием в данной местности основных изверженных пород.

Существенно иную характеристику имеют руды, образовавшиеся в безкислородной среде и первоначально представленные сидеритом; процессами окисления на дневной поверхности многие из них превращены в бурые и красные железняки...

I. Mn, P. Марганец в рудах безкислородной зоны присутствует примерно в том же количестве, что и в рудах, образовавшихся в кислородной среде; нам неизвестны здесь только такие типы руд, в которых количество марганца превышает количество железа. Содержание фосфора, ... наоборот, лишь в относительно редких случаях доходит до 0,5 и 1%; как правило, сидериты и продукты их окисления бедны фосфором, и здесь встречаются такие разности руд, в которых фосфор содержится в количестве лишь сотых и даже тысячных долей процента или же имеются только следы его.

II. Ti. Содержание титана немногим отличается от содержания его в рудах кислородной среды.

III. V, As, как правило, отсутствуют или имеются в виде следов.

IV. Cr нередко также отсутствует.

V. Ni, Co, Cu. Никель и кобальт в большинстве случаев отсутствуют; медь в малых количествах встречается часто» (Архангельский, Копченова, 1935, стр. 26).

Причину различий А. Д. Архангельский видит в том, что «в бедной или лишенной кислорода и содержащей H_2S и H_2 среде фосфор и мышьяк могут образовать газообразные соединения, удаляющиеся из осадка, а ванадий дает растворимые сульфосоли» (Архангельский, Копченова, 1934, стр. 264, 265). Объяснение это едва ли правильно, ибо в сульфидах глубоководных илов Черного моря содержание As поднимается до нескольких сотых и даже десятых долей процента.

В дополнение к двум описанным типам руд дается еще краткая характеристика бокситов. Они оказываются «образованиями особого рода... Элементы нашей I группы здесь отступают на второй план, причем содержание фосфора падает до немногих десятых процента, а марганец нередко вовсе исчезает. На первый план ... выдвигается алюминий, который подобно марганцу в железо-марганцовых рудах может почти нацело вытеснять железо. Чрезвычайно возрастает в бокситах роль титана (II группа), количество которого почти всегда превышает 1% и достигает 5—7%, чего мы никогда не наблюдали в обычных осадочных железных рудах. Элементы III, IV и V групп в анализированных образцах не играют почти никакой роли» (там же, стр. 265). Таким образом,

нащупывалась закономерность, которая, к сожалению, не была раскрыта надлежащим образом и осталась потому без объяснения.

А. Д. Архангельский пытался установить также влияние морских и озерных условий в кислородной и безкислородной зонах, влияние возраста руд, общей физико-географической обстановки и т. д. Однако для анализа этих вопросов он располагал слишком малым материалом, и потому его решения не отличаются убедительностью. К тому же не всегда правильно определялся и фациально-генетический тип руд. Например, тульские и липецкие руды он считал, вслед за Я. В. Самойловым, первичными окисными озерными, тогда как на самом деле они являются просто зоной окисления лагунно-морских сидеритов. Бакальские и комарово-зигазинские руды причислялись к осадочным, тогда как это несомненно гидротермально-метасоматические. Не могу не отметить неудачного приема, использованного А. Д. Архангельским при характеристике руд кислородной и безкислородной зоны. Эта характеристика базируется не только на достоверно осадочных, но и на рудах «невыясненного генезиса», куда помещены Бакальские и Комарово-Зигазинские месторождения. На стр. 267 цитируемой работы сказано, что «в типе руд безкислородной зоны резкое обеднение примесями чувствуется при переходе ... от мезозойских руд Алапаевского района к нижнепалеозойским рудам Бакальских и Комарово-Зигазинских месторождений». Стало быть, названные руды здесь трактуются как осадочные и используются для сравнения с другими осадочными рудами. А позже, в специальных разделах статьи как раз на основании элементарного состава этих руд «блестяще подтверждается» их осадочное происхождение. Невольно вспоминается порочный круг (circulus vitiosus).

Несмотря на отмеченные дефекты, работа А. Д. Архангельского и Е. В. Копченовой сыграла большую положительную роль в развитии литогенетических идей. Как я мог убедиться позже, при работе над геохимией марганцовых руд, различие в интенсивности накопления малых элементов в окисных и карбонатных рудах действительно существует, хотя его механизм куда более сложен, чем тот, что указывал А. Д. Архангельский для аналогичных групп железных руд. Положительное влияние рассмотренной работы заключается еще и в том, что она вызвала интерес к геохимии осадочных пород и руд и тем самым дала толчок к зарождению геохимии осадочных пород вообще, что произойдет, однако, лишь позже, в 50—60-х годах.

III. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ МАРГАНЦОВЫХ РУД

В изучении марганцовых руд в 20—30-е годы произошел сдвиг, аналогичный тому, какой мы видели в исследовании руд железных. Широко развитые разведочные работы вышли из зоны окисления многих месторождений и вошли в зону карбонатных руд. Таким образом, в строении марганцовых месторождений выявилась аутигенно-минералогическая зональность, по смыслу своему аналогичная зональности в месторождениях железных руд.

Впервые карбонатные руды марганца были открыты на восточном склоне Северного Урала разведками 1931—1933 гг. в месторождениях Полуночном, Марсяты и др. «Чрезвычайно характерной особенностью третичных месторождений марганца на Урале, — пишет Е. П. Молдаванцев, — является присутствие в них, наряду с окисленными рудами, также железо-марганцового карбоната или олигонита, образующего вместе с песчано-глинистым и песчанистым материалом олигонитовые породы и песчаники. Как правило, окисленные руды, содержащие пиролюзит, на

глубине сменяются олигонитовыми рудами или олигонитовыми породами. Особенно это заметно в крутопадающих слоях, как на Березовском месторождении, где только голова пласта до глубины 3 *м* представлена пиролюзитом и вадом, а ниже этого уровня весь марганец присутствует уже в форме олигонитовой породы» (Молдаванцев, 1937, стр. 296). Максимальная же глубина окисленной зоны от поверхности достигает на Полуночном месторождении 15—18 *м*. Микроскопическое изучение олигонита показало, что «карбонаты марганца, как и аморфная кремнекислота (опал) замещают первичные минералы олигонитовых пород, а также зернышки кварца и глауконита. Карбонат представляется в виде сферолитов двух генераций: ранней — буроватого цвета и поздней — бесцветной» (там же, стр. 304).

Генезис карбонатных руд рисовался в неясной форме. «Возможно, — пишет Е. П. Молдаванцев, — что карбонат марганца выпадал из растворов солей или коллоидов вместе с третичными осадками и что образование окислов из карбоната происходило уже после, в результате, быть может, воздействия грунтовых вод, содержащих кислород воздуха. Возможно, что перераспределение марганцовых соединений в пределах рудного горизонта и концентрацию марганца в виде конкреций следует связывать уже с последующими процессами диагенеза третичных осадков, причем, если процесс диагенеза протекал в восстановительной среде, то и возникавшие конкреции, вероятно, целиком состояли из карбоната марганца. А. Л. Козлов и В. И. Вернадский склонны думать, что первоначально марганец отлагался в виде окисных соединений, главным образом в форме вада, и только уже после окисные соединения его были восстановлены органическими веществами, содержащимися в морском иле, как подстилающем, так часто и покрывающем марганцовые слои» (там же, стр. 308).

В Чиатурском месторождении наличие карбонатных руд, замещающих окисные, было установлено систематическими разведками, начатыми с 1931 г.; общая картина месторождения и его генезиса была выяснена А. Г. Бетехтиным.

Он выделил в месторождении две свиты: нижнюю — собственно промышленную, и верхнюю — более бедную промышленными рудами. Свиты эти отделены друг от друга тонким прослоем (мощностью 0,5—2,5 *см*), окрашенным гидроокислами железа и содержащим часто оолиты красного и бурого железняка. «В юго-западной части месторождения, т. е. там, где где рудоносная толща залегает непосредственно на абрадированной поверхности известняков, в нижней свите мы имеем почти сплошь окисные руды. Однако, по мере удаления к периферии, т. е. по направлению к северо-востоку (Мгвимеви, Дарквети), востоку (Итхвиси, Мереви), в составе рудной толщи все больше и больше принимают участие прослои карбонатных руд. В верхней свите прослоев, в юго-западной части района, руды представлены преобладающе окисными формами, а в периферических участках — преимущественно карбонатными соединениями марганца, в сопровождении опала, иногда мельниковита» (Бетехтин, 1937а, стр. 264). Рудам как окисной, так и карбонатной зон свойственно оолитовое строение. Карбонат представлен родохрозитом.

Генезис руд обрисован А. Г. Бетехтиным в работе 1937 г. довольно неопределенно. Источником марганца являются граниты Дзирульского массива и другие вулканогенные породы. В накоплении марганца принимали участие микроорганизмы: «перевод молекулярных соединений марганца в коллоидальный раствор, — пишет А. Г. Бетехтин, — мог совершаться биохимическим путем, т. е. мог быть связан с жизнедеятельностью специфических микроогранизмов (бактерий и микроводорослей)» (там же, стр. 285). Но оолитоподобные образования в чиатурских рудах не похожи на те, которые возникают биогенным путем. Поэтому «выпа-

дение марганцовых соединений (из морской воды. — *Н. С.*) происходило, по-видимому, путем коагуляции коллоидных растворов с образованием оолитоподобных стяжений» (там же, стр. 287). «Первично отложенные марганцовистые рудные минералы в той или иной степени несомненно прошли стадию диагенезиса» (там же, стр. 269). При этом суть диагенетических превращений, судя по тексту статьи, сводится к двум процессам.

«Первоначальный осадок содержал большое количество воды, и, может быть, *в нем закисная форма соединений марганца даже преобладала над окисной* (курсив мой. — *Н. С.*). Очень возможно, что это были более богатые водой и низшими окислами марганца вады, и в процессе дегидратации их химический состав зафиксировался в виде манганита» (там же, стр. 269).

«В диагенетическую стадию (мельниковит. — *Н. С.*) превращается в марказит, ... иногда в пирит и в некоторых случаях метасоматически развивается в марганцовистых карбонатных оолитах» (там же, стр. 281). Но как и когда — в седиментационную или диагенетическую стадию литогенеза — возникли карбонат марганца и его оолиты, из статьи понять нельзя. Можно думать так и этак. Когда читаешь такое изложение генезиса чиатурских руд, создается впечатление, что автор, поставив вопрос, не сумел найти четкой физико-химической концепции процесса. Она заменена у него выяснением физико-географической обстановки в момент отложения руд. «Глубина, на которой происходило отложение руд, судя по характеру кластического материала, остаткам ископаемых (организмов. — *Н. С.*) и другим признакам, достигала десятков метров. Сохранившаяся в настоящее время часть месторождения в момент отложения руд находилась от береговой линии, по крайней мере, в нескольких километрах... Образование рудоносной толщи происходило в условиях движения вод в направлении, близком северному... Первоначально формировавшиеся осадки подвергались в большинстве случаев легкому перемыву, при котором происходила сортификация их: более крупные и тяжелые по весу составные части (рудные оолиты размерами до 2—8 *мм* и редкие гальки горных пород) отделялись от мелкого кластического материала (песчинок размером от 0,2 до 3,00 *мм*), который переотлагался в виде самостоятельных прослоев и образовывал тонкозернистые аркозовые песчаники с вкраплениями рудных составных частей или без них» (там же, стр. 286, 287).

А. Г. Бетехтину принадлежит также попытка выделить на территории СССР марганцоворудные провинции (1937б).

1. Одна из них — палеогеновая — обнимает Никопольские, Чиатурское, Аджамети-Чхарское, Мангышлакское и месторождения восточного склона Урала; эта провинция заключает главные массы рудного марганца.

2. Вторая провинция локализована на Южном Урале. Она вытянута в меридиональном направлении на 600 *км* и связана с площадями распространения девонских яшм, кремнистых сланцев, подчиненных туфогенным породам и эффузивам (группы: Учалинская, Абзелиловская, Баймакская). Рудные тела по простиранию бывают вытянуты на десятки и сотни метров при мощностях 1—1,5 *м*, реже больше. С глубиной они выклиниваются на 50—100 *м*, иногда и больше. Большинство месторождений представляет собой, по-видимому, марганцовые шляпы на первичных родонитовых, пьедмонтитовых, браунитовых и других рудах. Выветривание предположительно древнее.

3. Третью провинцию составляют несколько месторождений в Западной Сибири: Мазульское, приуроченное к эффузивно-туфогенным породам, Дурновское и др. Генетически они связаны с эпохой третичного выветривания.

Нужно сказать, что после статьи А. Г. Бетехтина была опубликована иная трактовка девонских марганцовых руд Урала.

Д. Д. Топорков и К. Е. Кожевников (1938) считали их вулканогенно-осадочными, обязанными своим происхождением выносу марганца девонскими гидротермами. Первичные руды впоследствии претерпели метаморфизм, связанный с герцинской орогенией Урала, а потом выветривание.

Одновременно с работой Д. Д. Топоркова и К. Е. Кожевникова была опубликована статья Н. А. Штрейса (1938) о вулканогенно-осадочном происхождении железо-марганцовых руд этреньских слоев в Успенско-Спасском районе Казахстана.

Этими работами в круг исследований литологов вводился новый фактор рудообразования и источник вещества — вулканогенный процесс. К сожалению, он еще долго не был оценен должным образом и только с начала 50-х годов получил общее признание и даже весьма расширенное толкование.

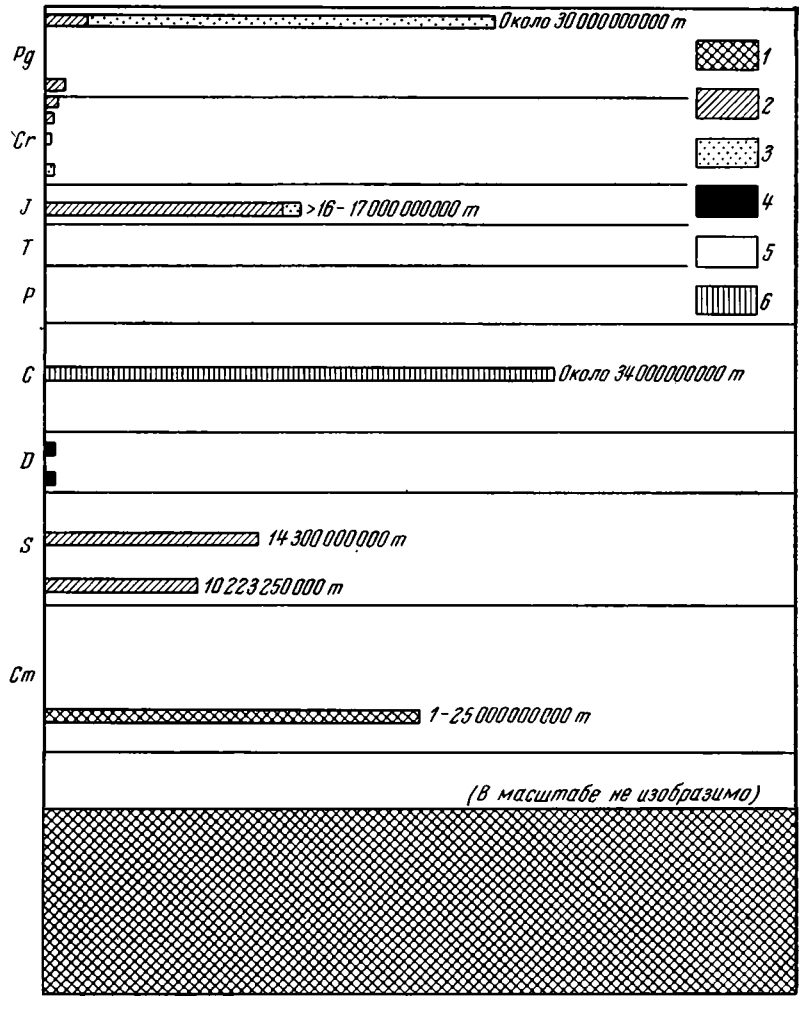
АНАТОЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ
БЕТЕХТИН
1897—1962

Итак, открытие зоны первичных карбонатных руд в крупнейших марганцовых месторождениях Советского Союза и, стало быть, установление минералогической зональности их, аналогичной зональности железных руд, с одной стороны, привлечение вулканогенно-осадочного процесса в качестве рудообразующего в геосинклинальных зонах, с другой, — вот то принципиально новое, что появилось в учении о марганцовых рудах в 20—30-х годах сравнительно с тем, что было на предыдущем этапе.

IV. О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИЯХ В ФОРМИРОВАНИИ БОКСИТОВ, ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦОВЫХ РУД

Из предыдущего видно, что между бокситами, железными и марганцовыми рудами есть черты как сходства, так и различия. Но только на месторождениях СССР они не выступают с достаточной отчетливостью. Для выяснения истинного их объема требовалось привлечение и анализ мирового материала. Эта задача и была выполнена автором в первых трех главах монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли», написанной в 1938—1940 гг. Основные выводы ее были напечатаны в пяти статьях 1940—1941 гг., но печатание полного текста задержалось на 7 лет из-за войны. Поскольку работа сделана в 1938—1940 гг., я остановлюсь на указанной ее части именно в этой главе. Другие вопросы, затронутые в монографии, будут изложены ниже в соответствующих (по теме) главах.

Первое, что казалось необходимым сделать, это — выяснить стратиграфическое размещение железных руд и их аналогов. Оно показано на фиг. 35.



Фиг. 35. История накопления гипергенных железных руд (по Н. М. Страхову, 1947)

1 — руды джеспилитового типа; *2* — гидрогетит-шамозит-сидеритовые морские руды; *3* — континентальные (элювиальные и озерно-болотные руды, главным образом гидрогетиты и сидериты); *4* — эффузивно-осадочные руды; *5* — обломочные руды; *6* — сидериты паралических бассейнов

Оказалось, что «за длиннейший период развития Земли, начиная от докембрия и доныне, мы насчитываем всего 6 крупных и 8—9 мелких железорудных эпох, чередующихся с такими эпохами, когда железных руд не возникало совсем или же они образовывались в совершенно ничтожных, часто даже непромышленных количествах. При этом разница между железорудными и безрудными эпохами настолько резко выражена, что ... не может быть приписана ни общеизвестным дефектам в подсчетах запасов, ни степени исследованности современных континентов в отношении железных руд. Чередование железорудных эпох с эпохами малого накопления осадочного рудного железа есть явление совершенно реальное в истории развития земной коры» (Страхов, 1947а, стр. 22), хотя сейчас, возможно, выявлены и не все железорудные эпохи.

По стратиграфическому объему железорудные эпохи «по большей части резко уступают безрудным», но в то же время они «только издали

и в первом приближении представляются чем-то единым, таким промежутком времени, когда непрерывно идет железонакопление в форме железорудных месторождений. При более детальном изучении оказывается, что это совсем не так и что в действительности любая железорудная эпоха состоит из большего или меньшего количества моментов, когда железонакопление в форме месторождений действительно происходит, и разделяющих их промежутков, когда оно приостанавливается. Только все эти рудные и безрудные моменты настолько кратковременны (геологически) и так сближены друг с другом, что мы едва улавливаем их самостоятельность, почему и объединяем в одну эпоху... Эта прерывность железонакопления в течение железорудных эпох вместе с периодичностью самих эпох достаточно характеризует всю сложность гипергенного железорудного процесса» (там же, стр. 22, 23).

«В каждую эпоху рудные месторождения возникали на поверхности литосферы ... лишь в относительно немногих, пространственно ограниченных районах, железорудных провинциях, отсутствуя на остальной, подавляющей части лика Земли. При этом и территории провинций не сплошь заполнены рудами, но представляют собой некоторые ареалы, отличающиеся значительным сгущением месторождений... На картах почти любого периода отдельные провинции располагаются как бы на продолжении одна другой, образуя своего рода железорудные полосы и зоны... Эта тенденция гипергенных железных руд образовывать значительные железорудные пояса или зоны представляет едва ли не характернейшую черту их пространственной локализации...» Таким образом, «гипергенному железорудному процессу в истории Земли свойственна резко выраженная прерывность и во времени и в пространстве» (там же, стр. 22).

Аналогичная работа, проделанная с марганцовыми рудами и бокситами, показала, что «железорудные эпохи близки по времени (или же целиком совпадают) с марганцоворудными и бокситовыми». Они «являются одновременно марганцоворудными и бокситовыми, т. е., по существу, комплексными, и все три категории руд внутри провинций сложно пространственно переплетаются между собой» (там же, стр. 33).

Эти чисто фактические наблюдения ставят два взаимосвязанных вопроса: 1) что вызывает возникновение железорудных (точнее, Al—Fe—Mn) провинций и 2) что контролирует локализацию внутри них отдельных типов руд?

При анализе первого вопроса автор обратился прежде всего к исследованию поведения Al—Fe—Mn внутри современных разных климатических зон по очень простым соображениям. «Ни одна гипергенная концентрация Fe, Al, Mn и других элементов не может состояться без того, чтобы то или иное число атомов этих элементов не вышло бы (в той или иной форме) из их первичных соединений в материнских (магматических, метаморфических и т. д.) породах и не проделало бы более или менее сложного пути перемещений (миграций) в поверхностных водах. Переход же Fe, Al, Mn в раствор и их миграции будут, конечно, далеко не одинаковыми в различных климатических обстановках с их необычайно колеблющимися температурой, влажностью, составом растительного мира, диапазоном pH, окислительно-восстановительного потенциала и т. д.» (там же, стр. 33).

И действительно, обращение к геохимии Fe, Al, Mn в разных климатических зонах вскрыло ряд существенных фактов. Оказалось, что на карте современной и плиоценово-четвертичной эпох «континентальные железорудные накопления группируются в две крупные пространственно обособленные полосы. Первая обнимает Канаду, северную часть США, Англию, Германию, Данию, Голландию, Швецию, Норвегию, Финляндию, северную половину территории СССР и целиком совпадает с таежно-под-

золистой зоной умеренного климата. Вторая прослеживается в Южной Америке, Центральной Африке, Индии, на Малайском архипелаге и Южной Австралии и приходится на лесную и лесостепную (саванновую) зоны тропиков и субтропиков с обширно развитой красноземной и латеритной корой выветривания. Вне этих полос, равно как и между ними, т. е. в области высоких широт и на громадных площадях сухих степей, полупустынь и пустынь, железных руд не открыто.

Таким образом, континентальное рудное железонакопление новейшей железорудной эпохи обнаруживает исключительную привязанность к климатам влажным, с умеренной и повышенной температурой» (там же, стр. 34). Чтобы разъяснить причины такой климатической локализации Fe (Al, Mn) руд, было изучено поведение железа в почвообразовательном процессе.

Выяснилось, что в почвах умеренно влажной зоны, в частности в горизонте А, обладающем кислой реакцией, железо и марганец подвижны и выносятся частью вниз, в горизонт В, частью удаляются вообще из почв, вступая в миграцию в поверхностных водах. По мере перехода в засушливую область миграции железа и марганца становятся все меньшими и, наконец, прекращаются, что наглядно видно в так называемых элювиально-аккумулятивных коэффициентах А. А. Роде. В коре выветривания влажной тропической зоны опять восстанавливается геохимическая подвижность железа, марганца и обнаруживается уже и у алюминия.

Эти соотношения позволили сформулировать закономерность, регулирующую локализацию современных железных руд: «*Гипергенные железные руды возникают только в тех областях, которые характеризуются максимальной подвижностью железа в зоне гипергенеза. Как только пропадает эта подвижность, прекращается рудное осадочное железонакопление*» (там же, стр. 48). То же касается марганца и алюминия.

Закономерность эта такова, что заставляла предполагать наличие ее и в прошлые геологические периоды. Рассмотрев фаунистические и флористические данные, относящиеся к железорудным свитам и замещающим их пространственно породам, автору удалось показать, что неогеновые, палеогеновые, мезозойские и палеозойские (вплоть до силура включительно) железные, марганцовые и бокситовые руды, как континентальные, так и морские, действительно принадлежат влажным, то умеренным, то тропическим и субтропическим зонам. «Чтобы еще резче подчеркнуть это обстоятельство, следует указать, что, несмотря на очень большое количество известных уже морских железорудных месторождений, до сих пор не встречено случаев, когда морские железные руды ассоциировались бы в разрезе с гипсоносными и соленосными фациями — типичными отложениями засушливых климатов. Соленосные и железорудные фации как бы исключают друг друга,— точная копия того, что мы наблюдаем в континентальных условиях» (там же, стр. 95). Так «частью непосредственно (температура, осадки, испарение), частью через посредство живого вещества климат создавал на разных участках поверхности литосферы совершенно различную геохимическую и гидрологическую обстановку, и эта обстановка в одних случаях «разрешала» миграцию и концентрацию полуторных окислов, в других «запрещала» ее. Тем самым сами собою создавались зоны безрудные и зоны с потенциальными возможностями рудообразования, которые в железорудные эпохи и становились действительно рудонакопляющими» (там же, стр. 96). Следовательно, климатическая локализация руд Al—Fe—Mn предопределялась химическими свойствами рудообразующих элементов и иной и быть не могла.

Несмотря на то, что подавляющее большинство Al—Fe—Mn месторождений хорошо укладывается в климатическую зональность, автор все же был вынужден выделить особую аклиматическую группу Fe и Mn руд, связанную теснейшим образом с вулканогенно-осадочными комплек-

сами. К ней были отнесены гематитовые руды области Лан и Диль в Рейнских сланцевых горах и на Гарце, пиритовые руды Мегген и Рамельсберг, провинции Уэльва в Испании и в Трондьемской мульде, а из марганцовых месторождений — Мазульское в хр. Арга, нижне- и среднедевонские руды Урала, железо-марганцовые руды этреньских слоев в Казахстане и др. Так впервые в общем рассмотрении железорудного и марганцоворудного процессов собственно осадочные климатические руды были в нашей литературе противопоставлены аклиматическим вулканогенно-осадочным (тогда я называл их эффузивно-осадочными).

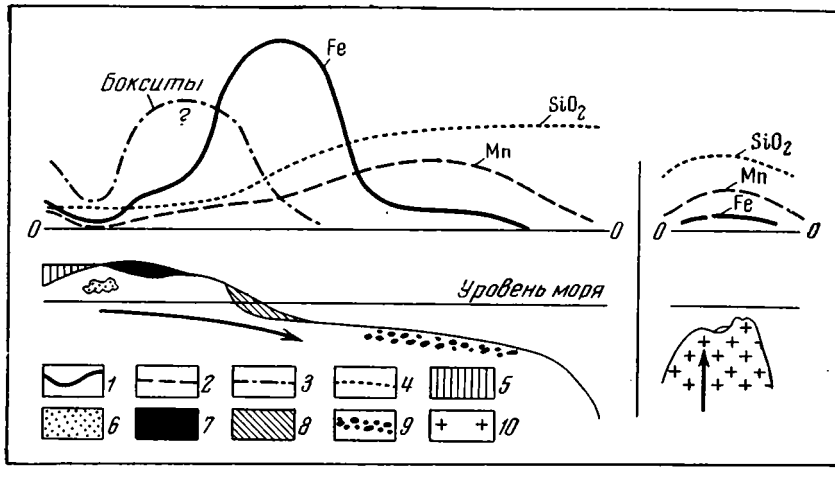
Внутри климатически благоприятных зон локализация Al—Fe—Mn руд контролировалась физико-географическими условиями. Элювиальный тип накоплений Al и Fe возникал только в тех районах влажных зон, которые в продолжении достаточно длинных промежутков времени развивались в сторону пенепленизации и, в конце концов, становились пенепленами или близкими к ним геоморфологически ландшафтами. Озерно-болотные и морские руды Al—Fe—Mn формировались в условиях слабо расчлененного ландшафта с незначительной механической денудацией, но с грунтовыми и речными водами, обогащенными в одних случаях Al+Fe (бокситы), в других — Fe (железные руды), в третьих — Mn (марганцовые руды). Во всех случаях руды возникали лишь в тех частях морского бассейна, которые обладали островным характером, сильно расчлененной береговой линией и примыкали к обширным равнинам. Существенным условием при этом было наличие многочисленных, но некрупных по размерам водотоков, дренирующих поверхностные воды, а также возможность непосредственных высачиваний вод на берегу и на дне бассейна. В морях бокситовые и гидрогётит-шамозит-сидеритовые и окисные марганцовые руды формировались на мелководье, на глубинах, где возможно было обитание водорослей и перемыв рудного осадка волнениями и течениями. Они генерировались за счет непосредственного осаждения рудного вещества из растворов; роль диагенеза в их образовании была неясна. Сидеритовые и карбонатные марганцовые руды возникали на большом удалении от берега, причем их минералогия и конкреционное сложение были обусловлены перераспределением вещества в диагенезе. Необходимо подчеркнуть, что «так как в условиях соленой морской воды принос растворенных соединений в область нижней части шельфа совершенно ничтожен, источник железа для сидеритовых конкреций и пластов следует, на наш взгляд, видеть не в химически растворенном в воде железе, а в железистых соединениях, вынесенных в форме мелкой терригенной мути, которая, по наблюдениям Томпсона и Бремнера, иногда выбрасывается в море в количествах, во много раз превосходящих растворенное железо» (Страхов, 1947а, стр. 145). Поскольку в гидрогётит-шамозит-сидеритовых рудах присутствует сидерит, следовало бы, конечно, и для них признать значительную роль диагенеза. Но этот вывод был сделан лишь в процессе дальнейшего изучения Al—Fe—Mn руд (Страхов, 1953).

Из сказанного выше явствует, что в формировании бокситов, железных и марганцовых руд действительно много общего, и потому мы вправе рассматривать их как единую генетическую группу, которую я позже (Страхов, 1960) назвал гумидной рудной триадой. Однако, имелись и черты различия. Для наглядного их выражения автором предложен метод фациальных профилей. «Под именем фациального профиля мы понимаем кривую, которая дает распределение месторождений и (соответствующих запасов руд) по основным фациальным типам руд и тем самым указывает фации, наиболее благоприятствовавшие в прошлом формированию данной категории руд» (Страхов, 1947а, стр. 153, 154).

Как видно на фиг. 36, «поверхность континентальных массивов и непосредственно прилегающая к ним неширокая кайма моря — вот зоны, наиболее благоприятствовавшие в палеозое—мезозое—кайнозое воз-

никновению железных руд. Глубокие и удаленные от берега части моря безрудны. Зоны развития подводного вулканизма дают рудные накопления относительно редко, причем состав их часто специфический, а массы очень незначительны» (там же, стр. 155). «Бокситы в еще большей степени, чем руды железные, тяготеют к континентальным зонам и „избегают" морских бассейнов. ... Марганцовые рудные концентрации сравнительно с железорудными обнаруживают гораздо меньшее тяготение к континентальным участкам и гораздо большее к областям морским... Весьма интересным штрихом в фациальном профиле марганцовых руд являются относительная частота и распространенность эффузивно-осадочного типа» (там же, стр. 158, 159).

«Итак, если положить в основу сравнения бо́льшую или меньшую привязанность руд к родоначальным континентальным массивам, то разобранные рудные накопления отчетливо выстраиваются в ряд: Al > Fe > Mn» (там же). Эти соотношения профилей «суть только своеобразное выражение неодинаковости химических свойств Al, Fe, Mn или их разной миграционной способности в условиях поверхности литосферы» (там же, стр. 160). «В неодинаковости химических свойств этих трех элементов лежит ключ к пониманию и ряда других тонких соотношений и отличий их руд. В частности, именно здесь кроется разгадка того ... обстоятельства, что в рудном ряду: бокситы — железные руды — марганцовые руды между первым и вторым членами, а также между вторым и третьим в разных фациальных типах руд можно найти почти все постепенные переходы, тогда как между крайними членами — бокситами и марганцовыми рудами — никаких переходов не имеется. Поскольку Al_2O_3 в условиях гипергенеза наименее подвижен, а соединения Mn — наиболее мобильны, иных соотношений между их рудами, собственно, и ожидать нельзя» (там же, стр. 163).



Фиг. 36. Фациальные профили железных, марганцовых руд и бокситов (по Н. М. Страхову, 1941)

1 — кривая распределения Fe руд между различными железорудными фациями;
2 — кривая распределения Mn руд между различными марганцоворудными фациями;
3 — то же для бокситов;
4 — распределение SiO_2 между различными осадочными фациями;
5 — руды коры выветривания;
6 — руды зоны глубокой циркуляции вадозных вод;
7 — озерные и болотные руды;
8 — сидеритовые руды паралических угленосных бассейнов;
9 — сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа;
10 — осадочно-эффузивные окисные, сульфидные и карбонатные руды.
Стрелками показано направление выноса рудообразующих растворов

При анализе локализации Al—Fe—Mn руд неизбежно встал вопрос: как сказывается на ней обогащенность материнских пород данным рудным компонентом. Наиболее отчетливо обогащенность их проявляется у элювиальных руд. Железные элювиальные руды наиболее богаты железом на ультраосновных и основных породах, бокситы — на сиенитах и основных породах; на собственно магматических и метаморфических породах с кларковым содержанием Mn руды марганца не возникают совсем, а формируются лишь на тех породах, которые уже обогащены им в известной мере. Бассейновые железные руды возникают практически всегда, когда на водосборной площади имеются силикатные породы с кларковым содержанием железа. «Локализация озерных и морских бокситов контролируется распространением магматических (и даже осадочных?) пород, обогащенных полевыми шпатами и одновременно не содержащих много железа. Наличие в исходных породах рассеянного пирита является, по-видимому, только благоприятным, но не обязательным условием... Морские и озерные марганцовые руды должны были наичаще (всегда?) возникать на таких территориях, в субстрате которых уже имелись породы, относительно обогащенные Mn, будь то гидротермальные жилы с марганцовыми минералами, эффузивно-осадочные толщи с рассеянной убогой импрегнацией или же нормально-осадочные (кремнисто-глинистые, карбонатные) породы с несколько повышенным содержанием Mn» (там же, стр. 162).

Таким образом, в пространственной локализации марганцовых руд и бокситов влияние литологии и химического субстрата проявляется несравненно ярче и решительнее, чем в локализации руд железных. Вследствие неодинаковости свойств Al—Fe—Mn как химических элементов их рудные концентрации не только различаются своим фациальным профилем, но и локализуются в различных географических ареалах — внутри общих рудных провинций.

Как видим, целеустремленный анализ большой мировой литературы по рудам Al—Fe—Mn действительно во многом прояснил картину и механизм их формирования и заполнил пробелы в их познании, базировавшемся на изучении только отечественных месторождений. Впервые появилась цельная схема возникновения руд гумидной триады. Создалась она *как эмпирическое обобщение большого фактического материала без всякой предварительной предвзятой мысли.* Подчеркну, что *в изложенной схеме уже имелись все предпосылки к выделению типов литогенеза*: *гумидного*, где формируются накопления рудной триады; *аридного*, где их нет и не может быть по их химическим свойствам, но присутствуют накопления легко растворимых солей (гипс, NaCl, Mg—K—соли); *вулканогенно-осадочного*, где вещества рудной триады выносятся из глубин Земли.

Однако прошло еще 15 лет напряженной работы над очень разными объектами, прежде чем автор решился на выделение типов литогенеза и их обоснование.

Сопоставляя знания о гумидной триаде, добытые в 20—30-х годах, с тем, что было известно об этих рудах в предшествующий период (конец XIX—начало XX в.), нетрудно видеть, как резко возросли они за четверть века.

В сущности, уже в 20—30-х годах были найдены многие фундаментальные факты и высказаны концепции, которые, с поправками и значительными улучшениями, живы до сих пор.

глава VII

ИССЛЕДОВАНИЕ В 20—30-е ГОДЫ ФОСФОРИТОВ И ПОРОД, ВОЗНИКШИХ В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТА

1. Сдвиги в познании фосфоритов

Территория, на которой исследовались фосфориты, в 20—30-х годах мало чем отличалась от территории, охваченной «фосфоритной комиссией» (1908—1918 гг.). В основном это была та же площадь Русской платформы, но к ней присоединились теперь Урал и Казахстан. И тем не менее, углубленная работа позволила вскрыть ряд новых важных фактов и даже создать новую концепцию генезиса фосфоритов.

В 1936—1937 гг. в ряде мест был открыт ранее неизвестный у нас тип пластовых фосфоритов. Вначале это были ничтожные по мощности линзообразные слои датских фосфоритов в Поволжье и ряде мест Днепровско-Донецкой впадины (Н. Т. Зонов), а также ничтожные накопления фосфоритов на горе Тратау (Е. М. Ворожева); затем крупное Селеукское месторождение нижнепермского возраста на западном склоне Южного Урала (Башкирия), изученное Е. М. Ворожевой; наконец, грандиозное месторождение кембрийских пластовых фосфоритов на территории Южного Казахстана, в хр. Малый Каратау. Два последних месторождения были особенно важны в принципиальном отношении. Они поколебали выводы А. Д. Архангельского, сделанные на основе работ «фосфоритной комиссии», о малой перспективности геосинклинальных районов в отношении фосфоритов, о связи фосфатонакопления с замедленной седиментацией и перерывами; наконец, существенно понизили возрастную границу фосфатонакопления.

После смерти Я. В. Самойлова в конце 20-х и 30-х годах центром исследовательской работы по фосфоритам стал НИУИФ, а научным руководителем их А. В. Казаков. Химик по образованию, он прежде всего подверг пересмотру унаследованные от предыдущего периода взгляды на природу фосфатного вещества и методы его определения. «В отношении фазовой структуры интересующего нас фосфатного вещества фосфоритов, — пишет он в обобщающей монографии, — до самого последнего времени в иностранной и русской литературе господствовала полная неразбериха и произвол. Большинство исследователей химический состав (формулы) фосфатного вещества фосфоритов выводили на основе валовых анализов, не прибегая к помощи физико-химических методов — термический анализ, кривые диссоциации (выделение CO_2, F, H_2O), избирательное растворение, рентген и др. Следствием этого явилось засорение научной литературы множеством нереальных формул и названий фосфатных «минералов»: курскит $2Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 \cdot CaCO_3$, штаффелит $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2 \cdot CaCO_3$, коллофан, франколит, даллит, подолит и др. Этот поток новых названий, а следовательно, и новых взглядов на фазовую природу вещества продолжается и в настоящее время» (Казаков, 1939, стр. 10, 11).

«Рентгенографические структурные исследования, выполненные за последние годы целым рядом иностранных исследователей и рентгеновской лабораторией НИУИФ, показали, что фосфатное вещество всех фосфоритов кристаллизуется в решетке апатитовой структуры, пространственная модель которой дана в работах M. Mehmel (1930), St. Naray-Szabo (1930), S. Hendricks (1931)» (там же, стр. 11). Опираясь на свои работы по структурным связям CO_2 и P в фосфоритах, А. В. Казаков пришел к выводу: «Фосфатное вещество всех платформенных и геосинклинальных фосфоритов в основном состоит из высокодисперсного фтор-апатита. Практически вся CO_2 этих фосфоритов принадлежит высокодисперсному тонкорассеянному кальциту (фосфатокальцитовый коагель, химический осадок из морской воды). Присутствие гидроксил-апатита теоретически маловероятно (постоянное присутствие в морской воде фтора и углекислоты). Фтор в фосфоритах входит в фосфатную молекулу (фторапатит)» (там же). В результате, по мнению А. В. Казакова, в природе имеют место всего три фазы, «дающие иногда между собой твердые растворы ... изоморфные смеси:

АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ
КАЗАКОВ
1888—1950
Снимок 1949 г.

$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2$ — фтор-апатит (подавляющее большинство фосфоритов),

$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$ — карбонат-апатит (редкие, особенные случаи),

$3Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(OH)_2$ — гидроксил-апатит» (там же, стр. 12), минеральная часть костного вещества животных и человека.

Одновременно А. В. Казаковым были изучены разного рода физико-химические системы с участием P_2O_5—P—CaO; результаты их изучения суммированы в табл. 29.

«Чрезвычайно любопытно, — пишет А. В. Казаков, — что в области этой системы с pH=8,0±0,5 (отвечающей природной обстановке океанических вод) эти параметры полей кристаллизации фосфатных минералов апатитовой решетки совпадают с аналогичными параметрами характеристики океанических вод в областях верхней и средней частей шельфа (P_2O_5, F, pH). Поверхностные океанические воды (зоны фитопланктона), содержащие менее 5 *мг* P_2O_5 в 1 $м^3$, являются уже „растворителем“ для фосфатов, и в этой обстановке, естественно, не может происходить их кристаллизация (выпадение в форме химического осадка)» (там же, стр. 13).

Таким образом, А. В. Казаковым было введено понятие о «фосфатном шельфе» — зоне фосфатообразования, которая определяется глубинами в 100±50 *м*.

Изучив распределение фосфатов и других гидрохимических компонентов в океанах (главным образом по работам экспедиции «Метеор»), он сформулировал его в виде следующей табл. 30.

Таблица 29

Условия осаждения фосфатных минералов

Твердая фаза	Состав равновесной жидкой фазы			
	CaO, *мг/л*	P_2O_5, *мг/л*	F, *мг/л*	pH
Система $CaO—P_2O_5—F—H_2O$ (предварительные данные для отрезка модели областей pH=8,0 ±0,5)				
Фтор-гидроксил-апатит $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(FOH)_2$	20—30	0,10—0,05	0—8	8,0 ±0,5
Фтор-апатит нормальный $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2$	20—30	0,10—0,05	8—15	
Фтор-апатит+флюорит CaF_2 (двойная точка)	20—30	0,10—0,05	⩾15	

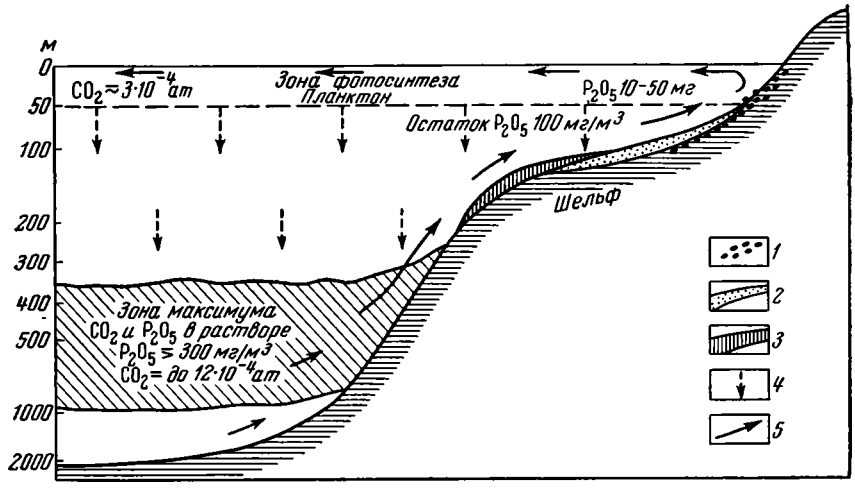
Примечание. Для более щелочных областей (с pH > 8,5) показатели концентраций ионов для равновесной жидкой фазы соответственно: а) для CaO повышаются до 1200 *мг/л*; б) для P_2O_5 понижаются до 0,002 *мг/л*; в) для F понижаются до 3 *мг/л* (для флюоритовой донной фазы).

Таблица 30

Гидрохимические показатели тропических вод Южно-Атлантического океана по зонам глубин

Глубина, *м*	*t*° от—до	pCO_2 в 10^{-4} *атм* от—до	pH от—до	P_2O_5, *мг/м*³
0—50 (зона фотосинтеза)	22—20	Около 3	Среднее 8,15 (доходит до 8,35)	От 0 до 50 (сезонные колебания)
50—500	20—7	3—12	8,1—7,7	Увеличение до 300 (макс.) в зоне 400—500 *м*
500—1500	7—4	12—4	7,7—8,0	Спад до 200
>1500	<4	4,0	8,0	200
Придонная вода (до 100 *м* над дном)	Около 0,5	4,8	Около 7,95	Некоторое увеличение

Таким образом, на глубинах от 50 до 500 *м* в океанической воде резко возрастает концентрация P_2O_5 за счет минерализации трупов планктона, падающих сверху. Все это дало возможность А. В. Казакову конструировать принципиально новую схему генезиса фосфоритов. Сущность ее в следующем. Представим себе, что под воздействием ветров возникает сгонное течение от берегов в открытое море, для компенсации которого создается встречный глубинный восходящий поток воды (фиг. 37). «В том случае, — пишет А. В. Казаков, — когда эти глубинные холодные, насыщенные CO_2 и P_2O_5 (до 300—600 *мг/м*³ P_2O_5) воды подводятся глубоководными течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO_2. Этому способствуют уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диф-



Фиг. 37. Схема формирования фосфоритов (по А. В. Казакову, 1939)

1 — фация береговых галечников и песков; *2* — фосфоритная фация; *3* — фация известковых осадков; *4* — падение остатков планктона; *5* — направление течений

фузия избытка CO_2 в обедненные углекислотой поверхностные зоны фитопланктона, а также возможное добавочное растворение этими восходящими агрессивными водами донных осадков (донные илы, терригенные и органогенные суспензии). Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды система ранее установившегося равновесия нарушается и воды становятся пересыщенными по отношению к $CaCO_3$ и $3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2$» (там же, стр. 73). Это создает возможность химического осаждения из морской воды кальцита и апатита. «На основании опытов У. Грегэма (1925 г.) соотношение выпадающих при этом масс ориентировочно должно быть: $CaCO_3 : 3Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaF_2$ = от 100 : 1 до 200 : 1 или в абсолютных величинах порядок цифр намечается: 50—80 *г* $CaCO_3$ и около 0,5 *г* фосфата кальция из 1 *м*³. Эти цифры весьма близки к нашим цифрам (250 : 1)» (там же, стр. 75). «Естественно, в первую очередь (в более низких частях шельфа) будет седиментироваться главным образом $CaCO_3$, и с некоторым запозданием в смежных, расположенных ближе к берегу частях шельфа отлагается фосфат, захватывая обычно (эндокриптия) некоторое количество $CaCO_3$ (коагель)» (там же, стр. 74). «При дальнейшем восходящем скольжении водных масс к береговой линии последние входят уже в зону фотосинтеза (0—50 *м*), и остаточное количество этих питательных элементов — CO_2 и P_2O_5 — быстро ассимилируется фитопланктоном; воды снова становятся ненасыщенными этими компонентами. Содержание P_2O_5 в поверхностных слоях этой зоны в вегетационный период нередко спускается до „биологического нуля“, т. е. до содержания <1 *мг* P_2O_5 в 1 *м*³ воды» (там же, стр. 75).

Осажденый на дно фосфат, в случае, когда его мало, перераспределяется в диагенезе, образуя стяжения с высоким содержанием P_2O_5; перемывы образующегося пласта удаляют из него терригенный материал, обогащают осадок конкрециями, а следовательно, и фосфатами. Когда фосфата оседает много — в случае пластовых фосфоритов, — диагенетическое обогащение играет второстепенную роль.

Таким образом, биогенной концепции эпохи «фосфоритной комиссии» А. В. Казаков противопоставил не только иное понимание природы фосфатного вещества, но и чисто хемогенный механизм формирования фосфоритов.

Убедительность генетической схемы привела к тому, что она получила широкое признание у геологов-фосфоритчиков не только в СССР, но и за рубежом. С некоторыми поправками и ограничениями она, в сущности, продолжает жить и до сих пор, что при быстром развитии науки представляет собой факт весьма примечательный. Нельзя не отметить, что в более поздние времена гипотеза А. В. Казакова вызывала также критику и попытки заменить ее другими представлениями; однако ни одна из «замещающих» гипотез не собрала и малой доли того числа приверженцев, которые до сих пор верны концепции А. В. Казакова (см. ч. III).

Из чисто петрографических исследований фосфоритов 30-х годов отметим работы Г. И. Бушинского (1937, 1938), в которых интересна и важна методическая сторона, а именно: установление структурных соотношений аутигенных минералов — глауконита, фосфатов и пирита, что позволило говорить о последовательности минералообразования в диагенезе: глауконит→фосфаты→пирит.

2. Генезис доломитов (по Б. П. Кротову)

В 20—30-х годах заметно усилился интерес к отложениям, которые теперь относят к аридному климату: доломитам, гипсам, солям, а также накоплениям в них некоторых микроэлементов.

Вопрос о генезисе доломитов в мировой литературе был далеко не нов и достаточно запутан. Логические возможности его решения можно представить такой схемой.

1. Образование доломита путем непосредственного осаждения из воды.
2. Возникновение доломита путем преобразования известкового ила на дне бассейна:

а) по реакции Гайдингера (или Мариньяка);

б) под влиянием аммонийного карбоната, возникающего при гнилостном разложении богатых органическими веществом известковых илов.

3. Метасоматическое замещение уже сформировавшихся пород под действием подземных магнезиальных вод.

В работе М. Э. Ноинского (1913) была сформулирована точка зрения, которая весьма близко отвечает первичному осаждению доломита из постепенно концентрирующейся морской воды по мере того, как бассейн Самарской луки изолировался от открытого моря.

В 1925 г. Б. П. Кротовым была выдвинута концепция, которую можно отнести к группе 2а, но в своеобразной ее модификации. Эта гипотеза возникла в результате изучения разреза верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани, а также использования литературных данных по метаморфизации рапы в современных лагунах и соляных озерах Черного моря. К сожалению, схема образования доломита в ходе осолонения бассейна излагается Б. П. Кротовым настолько неясно, что я вынужден процитировать ее дословно.

«В лагунном бассейне, имеющем связь с морем, в жаркое время года происходит испарение значительного количества воды и сильное повышение концентрации солей, вследствие чего ежегодно будут выпадать из раствора соли $CaCO_3$ и Fe_2O_3, осаждение которых в первый раз происходит, когда концентрация солей в растворе достигает 7,1° Боме (уд. в. 1,0482), причем тогда 1 *кг* воды осадит 0,0642 *г* $CaCO_3$, к которому примешано 0,003 *г* Fe_2O_3.

За долгий промежуток времени, в течение которого летом в лагуне концентрация солей будет доходить до точки насыщения для $CaCO_3$, на дне ее образуется довольно мощная толща слоистого известняка.

Но затем, в силу дальнейшего засоления лагуны, концентрация других солей летом будет постепенно увеличиваться, пока, наконец, не получится насыщения данного бассейна сульфатом кальция. Тогда, кроме $CaCO_3$, из раствора начнет выпадать $CaSO_4$. Таким образом, на дне бассейна начнет отлагаться известковый осадок в смеси с гипсом, которые и образуют на дне его слоистый известняк с желваками или пропластками гипса в зависимости от большего или меньшего испарения воды из лагуны в данном году.

В дальнейшем все время, пока лагуна остается в соединении с морем, будут отлагаться те же соли, но одновременно в бассейне будут накапливаться соли $MgSO_4$, $MgCl_2$, KCl, NaCl, и, наконец, концентрация их может достичь точки насыщения ими водоема.

Такая сильная концентрация этих легкорастворимых солей получается иногда в лагунах, сохранивших еще связь с морем, но чаще и скорее в том случае, если соединение лагуны с морем уже совершенно прекратилось. По достижении точки насыщения для NaCl начинается садка соли, за которой при дальнейшем сгущении последовательно насыщают раствор $MgSO_4$, KCl и $MgCl_2$. Однако сульфат магния осаждается на дне бассейна в виде семиводного или одноводного гидрата только при отсутствии на дне осадков $CaCO_3$, а при наличии их ввиду способности $CaCO_3$ несколько растворяться в растворе $MgSO_4$ он при выделении вытесняет кальций из карбоната кальция, причем в случае небольшого количества $CaCO_3$ образуются $CaCO_4$ (Опечатка. Следует читать $CaSO_4$. — *Н. С.*) и $MgCO_3$ в осадке, а если осадка $CaCO_3$ много, то образуются $CaSO_4$ и двойная соль — доломит, который получается особенно хорошо при медленном ходе этой реакции. Теоретически вполне возможно, что при сравнительно малом количестве осадков углекислого кальция на дне бассейна должны будут получаться доломиты, содержащие большее или меньшее количество магнезита в виде примеси и даже чистые магнезиты...

Образование карбонатов магния (доломита) на дне лагуны продолжается до тех пор, пока все выделяющиеся соли $MgSO_4$ и $MgCl_2$ не будут поглощены рыхлыми осадками известняка, лежащими на дне лагуны, которые они переведут в доломит с вытеснением $CaSO_4$ и $CaCl_2$ (? не понятно. — *Н. С.*). К этой стадии жизни лагуны и относятся отложения мощных пластов чистого сульфата кальция (ангидрита), прикрывающих доломиты (? — *Н. С.*). И вообще некоторые из осадков сульфатов кальция, залегающих в толще доломитов, мы должны считать за продукты осаждения $CaSO_4$, имевшегося в растворе в морской воде; другие же являются осадками $CaSO_4$, появляющегося как побочный продукт при доломитизации известковых осадков солями сульфата магния» (Кротов, 1925, стр. 56—58).

В этом изложении непонятны два пункта. Ведь $MgSO_4$, а тем более $MgCl_2$ гораздо растворимее NaCl, потому их концентрированные растворы, нужные для количественного течения реакции Гайдингера, должны отделяться от ранее отложенных известковых илов более или менее мощной толщей менее растворимого NaCl. Стало быть, метаморфизующее влияние солей магния на эти известковые илы *должно происходить через толщу галита*, которая в некоторых галогенных месторождениях измеряется десятками и сотнями метров. Как представить себе реально этот процесс? Затем, по смыслу реакции Гайдингера, образование гипсов должно идти одновременно с образованием доломита, и поэтому они *должны залегать совместно*, формируя смешанную доломитово-гипсовую породу. А в разрезах галогенных толщ гипс (ангидрит) на деле залегает обособленно над доломитами, образуя толщи мощностью в десятки и иногда в первые сотни метров. Как могло это случиться? Ни первого, ни второго факта с точки зрения концепции Б. П. Кротова понять нельзя. Совершенно оче-

видно, что, конструируя чисто умозрительным путем свою схему генезиса доломитов, Б. П. Кротов, видимо, просто не знал разреза галогенных свит и оперировал только теми скудными данными, какие давал ему разрез верхнеказанских слоев у г. Казани, где гипс действительно встречается среди доломитов в виде кристаллов и небольших «головок» (т. е. конкреций) и только изредка образует маломощные слои.

Но оставим в стороне эти странности и посмотрим, как оценивает Б. П. Кротов роль $CaSO_4$ морской воды в генерации доломитов. В его рассуждениях сульфат кальция всегда играет роль антагониста $MgSO_4$, препятствующего ходу реакции Гайдингера:

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightleftarrows CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4.$$

Такое толкование ошибочно. Тормозящее действие $CaSO_4$ оказывает только до момента насыщения им морской воды. Как только насыщение произошло, $CaSO_4$ становится активным пособником реакции Гайдингера, так как последняя создает пересыщение раствора сульфатом кальция, который уходит в осадок, и реакция продолжает течь слева направо, «создавая доломит». Это неизбежное следствие из современной теории растворов. Я поставил слова «создавая доломит» в кавычки потому, что реальным продуктом реакции Гайдингера является все-таки не доломит, а гипс и основная соль углекислого магния, что было правильно установлено еще А. А. Вериго в 80-х годах XIX в. в его опытах с черноморской водой (см. ч. I, гл. II) и что гораздо позже экспериментально было подтверждено М. Г. Валяшко. Этими опытами было наглядно показано, что реакция Гайдингера действительно начинает «работать» только тогда, когда раствор насыщен $CaSO_4$, и что некоторое время после начала реакции Гайдингера в растворе накапливается основная соль углекислого магния, которая затем садится, подмешиваясь к гипсу и кальциту.

В результате возникает смесь $CaCO_3 + CaSO_4 + MgCO_3 \cdot nMg(OH)_2$, а вовсе не доломит. *Это магнезитообразующая, а не доломитообразующая реакция.* Н. С. Курнакову литология обязана неправильным толкованием реакции Гайдингера, которое затем было унаследовано Б. П. Кротовым и другими литологами.

Открытие массового развития доломита в Балхаше и озерах Бурлинской группы, соленость которых втрое ниже морской и в которых сульфатного иона очень мало, а *$CaSO_4$ (по расчету) в растворе даже не содержится*[1], показало, что генезис доломита следует связывать вовсе не с реакцией Гайдингера или Мариньяка, а с соотношениями ионов в системе Ca^{2+}, Mg^{2+}, CO_3^{2-}, CO_2, т. е. с системой карбонатных равновесий в разных условиях химической среды.

Эта простая мысль все-таки не появилась до тех пор, пока изучение современных осадков, наконец, не натолкнуло на нее. Впервые, как указывалось выше, она была разработана автором еще в 1941 г., после изучения доломитных осадков оз. Балхаш, но война помешала публикации сообщения, и оно появилось лишь в 1945 г. Приложение же этой концепции к древним отложениям сделано было еще позже (Страхов и др., 1954; Страхов, 1956). На этом примере лишний раз можно убедиться, что представления о древнем литогенезе и в целом и в отдельных частях складываются все-таки под влиянием изучения современных осадков. В данном случае современные доломиты заставили перенести анализ доломитной проблемы в совершенно иную плоскость — в исследование карбонатных равновесий, что вытекает из существа дела, если в него как следует вдуматься.

---

[1] CO_3^{2-} в *мг/экв* связывает здесь весь Ca^{2+} плюс бóльшую часть, а иногда полностью Mg^{2+}.

3. Трансформация представлений Б. П. Кротова в работе Н. Н. Смирнова

Весьма любопытную трансформацию претерпели идеи Б. П. Кротова в 30-х годах. Она была впервые осуществлена Н. Н. Смирновым в монографии «Петрографические исследования в подмосковном карбоне» (1930). Эта книга создана в итоге десятилетних работ (1919—1930) в поле и лаборатории, которые имели частично научный, частично прикладной характер (для нужд цементной промышленности). Автор изучил во многих местах отложения московского и гжельского ярусов, а затем попытался выяснить условия образования доломитов в Подмосковье.

В среднем карбоне доломиты и доломитизированные известняки распространены незначительно, причем образуют небольшие, быстро выклинивающиеся линзы; «совершенно постепенно совершается переход от доломитов к доломитовым мергелям и столь же постепенно от доломитов к доломитизированным известнякам» (Н. Н. Смирнов, 1930, стр. 153). Но в то время как известняки изобилуют остатками разнообразной фауны (криноидеи, мшанки, ежи, брахиоподы, кораллы и т. д.), в доломитах их практически нет. «Полное отсутствие в них фауны и однородный состав из мельчайших ромбоэдров доломита говорят в пользу весьма значительной перекристаллизации» (там же, стр. 156). Но в доломитовых мергелях, кроме доломитовых зерен и глинистого вещества, иногда констатировалось «огромное количество игол губок, ... тесно смешанных с массой карбоната» (там же, стр. 155). «Характерной чертой (гжельского яруса. — *Н. С.*) является обилие доломитовых пород, которые во многих случаях значительно преобладают над известняками» (там же, стр. 159). Тут же встречаются и доломитовые мергели. «Известняки гораздо менее обильны, чем в московском ярусе, особенно в верхних его частях; при этом некоторые из них также доломитизированы». Отмечается меньшая изменчивость фаций: «на значительных пространствах выдерживается однородный доломитовый характер (пород. — *Н. С.*). Обычно они бедны фауной, за исключением доломитовых мергелей Русавкиной, где чрезвычайно обильна типичная гжельская фауна» (там же).

Физико-географические условия среднего карбона Н. Н. Смирнов рисует так. Совокупность данных, по его мнению, «говорит за мелководный ... характер всех его отложений, в том числе и доломитовых пород. Особено убедительно подтверждается мелководный характер последних их тесными взаимоотношениями с известковыми мергелями и глинами и их собственным, иногда высоким содержанием глинистого вещества. Однако отсутствие гипсов и ангидритов не позволяет считать их образованиями высыхающего бассейна. По-видимому, мы имеем дело с мелководными, быть может, литоральными осадками» (там же, стр. 156). Характерна частая смена фаций. «Известняки имеют характер ясно выраженных неритовых отложений, ... известковые мергели — литоральных, ... доломиты и доломитовые мергели — осадков, переживших диагенез на дне моря» (там же, стр. 158).

В гжельское время «мы имеем доказательство энергичного обмеления бассейна, возраставшего с запада, где еще встречаются неритовые образования в виде известняков, на восток, где господствуют доломиты» (там же, стр. 161).

Каким же образом в условиях бассейна, весьма близкого к нормальному морю (особенно в C_2), возникли доломиты?

Надо сказать, что этот вопрос был рассмотрен Н. Н. Смирновым с обстоятельностью гораздо большей, чем Б. П. Кротовым. Прежде всего,

Н. Н. Смирнов дал довольно подробный обзор литературы, касающейся доломитообразования в современных морях и соленых лагунах.

«Те немногие данные, ... которые нам удалось собрать, — резюмирует он свой обзор, — группируются легко следующим образом:

1) доломитизация (приподнятых. — *Н. С.*) высыхающих коралловых рифов;

2) выпадение доломита в высыхающих водоемах;

3) образование доломита на дне неглубоких морей вместе с другими осадками.

Образование доломита непосредственно организмами должно быть, по-видимому, совершенно исключено» (там же, стр. 182).

Аналогичный обзор еще большего количества литературы по доломитам древних эпох привел к заключению, что доломиты эти «хорошо группируются в три типа, аналогично доломитовым образованиям современной эпохи:

1) доломитовые известняки и чистые доломиты, связанные с рифами и явившиеся результатом их обогащения магнезией (пример — доломиты Тироля);

2) доломиты, образование которых связано с высыханием морских бассейнов (пример — казанский ярус, по описанию Б. П. Кротова);

3) доломиты, связанные с типичными осадками мелкоморья и береговой полосы (пример — доломиты, переслаивающиеся с оолитовыми породами северо-германской юры)» (там же, стр. 209).

Не удовольствовавшись указанными обзорами, Н. Н. Смирнов коснулся также и некоторых экспериментальных работ по получению доломита (Pfaff, Klément, Vesterberg, Linck, Spangenberg, Marignac и др.), причем результаты их резюмировал так: «Доломит является продуктом действия *концентрированной морской воды* (курсив мой. — *Н. С.*) на мелкий ил арагонита при повышенной температуре. Эти условия осуществляются в закрытых морских водоемах и коралловых рифах. В общем, большинство экспериментаторов приходит к этому выводу, и особенности в их работах сводятся лишь к применению не вполне одинаковых веществ. В тех случаях, когда состав солей приближался к составу их в концентрированной морской воде, опыты были наиболее удачными» (там же, стр. 219).

Рассматривая генезис доломитов C_2+C_3 подмосковного карбона, автор вынужден признать, что случай доломитизации рифов, столь широко распространенный, «играет, видимо, малую роль в подмосковном карбоне; как раз слои, в которых наблюдается мощное развитие рифов, оказываются слабо доломитизированными или даже чистыми известняками, а в слоях доломитов и доломитовых мергелей мы не встречали кораллов. Наоборот, весьма часто над слоями доломитизированных пород залегают слои с коралловыми рифами» (там же, стр. 236).

«Случай образования доломитов в высыхающих бассейнах, столь подробно разобранный Кротовым для казанского яруса, исключается в нашем районе за полным отсутствием гипсов и ангидритов, переслаивающихся с доломитами. Наличие псевдоморфоз по каменной соли нами также не было подмечено» (там же, стр. 235).

Таким образом, остается третий вариант. «*Действие магнезиальных солей на свежий известковый осадок в мелеющем, но еще не высыхающем бассейне, при частой смене фациальных условий — вот основной процесс, происходивший в нашем районе в течение долгого периода отложения московского яруса. В гжельском ярусе, вероятно, наметилось и частичное высыхание отдельных площадей*» (там же, стр. 236).

Нетрудно видеть, что этот вывод находится в полном противоречии

с результатами экспериментов. Ведь ни о какой сколько-нибудь заметной концентрации морской воды, а следовательно, $MgSO_4$, $MgCl_2$ ни в московском, ни в гжельском морях речи быть не может, ибо в них обитала нормальная морская фауна, а между тем *реакции Гайдингера и Мариньяка требуют для своей реализации действительно высококонцентрированного раствора* магнезиальных солей.

Это правильно понимал Б. П. Кротов и позже экспериментально показал М. Г. Валяшко. Да и сам Н. Н. Смирнов, резюмируя экспериментальные работы, писал о «концентрированной морской воде» как условии доломитизации известкового ила. В конечном же выводе его монографии слова «*концентрированная* морская вода» исчезли и осталось только действие на морской осадок «магнезиальных солей морской воды» вообще. В этом отщеплении от реакций Гайдингера и Мариньяка высокой концентрации $MgSO_4$ и $MgCl_2$, как необходимого условия течения реакций, собственно и заключается та трансформация идей Б. П. Кротова, которую произвел Н. Н. Смирнов. Трансформация эта оказалась на редкость удачной. Трансформированная таким путем, реакция Гайдингера вошла в учебники М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова и приобрела характер шаблона, с помощью которого производилась (на бумаге) доломитизация известковых отложений нормального морского бассейна. При этом тем, кто использовал эту реакцию, и в голову не приходило, что они оперируют ею в полном противоречии с физико-химическими условиями ее течения. Случай, впрочем, не единственный, как показывает дальнейшая история идей Б. П. Кротова.

4. Трансформация идей Б. П. Кротова в работе Л. В. Пустовалова о ратовките

Совершенно иную трансформацию испытали идеи Б. П. Кротова в работе Л. В. Пустовалова «Ратовкит Верхнего Поволжья» (1937), в которой наиболее существенны все же не описания самого ратовкита, а представления о генезисе доломитов каширского возраста (C_2), развитых на территории Зубцовского района. Наблюдения велись всего на трех расчистках, крайние из которых отстояли друг от друга на 11 *км*.

Валовой химический анализ 29 проб пород вместе с микроскопическими исследованиями показал, что разрез пород построен циклически. Выделены пять циклов с однообразным строением. «Трепеловидные глины в той иной степени палыгорскитизированные, а иногда и сплошь переходящие в чистый палыгорскит, составляют самый низ каждого периода (цикла.— *Н. С.*) ... Известковые мергеля, вернее известняки с той или иной примесью опалового кремнезема, составляют следующую петрографическую разность каждого периода. Вещественно они весьма выдержаны; это карбонат кальция, смешанный с округлыми опаловыми тельцами; но структурно в них наблюдаются значительные вариации. Часто можно видеть, что углекислый кальций представлен здесь обломками органических остатков, преимущественно *Spirifer*, члениками морских лилий и иглами морских ежей, среди которых криноидеи имеют обычно доминирующее значение ... Далее следуют доломиты, плотные, совершенно однородные по структуре, с раковистым, но матовым изломом». Они состоят из «мельчайших неправильных зернышек доломита, размером около 0,001—0,002 *мм*, [среди которых] рассеяны более крупные ромбоэдры карбоната размером около 0,015 *мм* и кубики прозрачного флюорита (около 0,07—0,09 *мм*) ... Плотные фарфоровидные доломиты ... составляют самую верхнюю и последнюю часть каждого периода ... Они слагаются обычно уже не бесформенными мельчайшими частицами доломита, но хорошо образованными, также

микроскопически малыми ромбоэдрами доломита размером около 0,002—0,004 *мм*. Среди [них] ... разбросаны либо более крупные ромбоэдры тоже доломита и кубики бесцветного флюорита, либо пустотки, оставшиеся от их растворения» (Пустовалов, 1937, стр. 36—40). Соотношения пород в общем разрезе таковы: доломиты и доломитовые мергели составляют 78,5%, известняки и известковые мергели — 11%, «глинистые» (палыгорскитовые) породы — 10,5%.

Рассматривая генезис пород, Л. В. Пустовалов принимает, что «каширский горизонт в основном сложен осадками чисто „химического", пегнитогенного происхождения» (там же, стр. 40).

«Каждый период (цикл.— *Н. С.*) начинается тем, что в бассейн приносится значительное количество коллоидной кремнекислоты и весьма тонкого глинистого материала; естественно, что как первая, так и вторая могли поступить только вместе с пресными водами, стекавшими с континента. Их поступление вызывало в каширском море целый ряд явлений; во-первых, коллоидальный кремнезем вместе с тончайшей глинистой суспенсией коагулировал под влиянием солей морской воды и выпадал на дно, образуя трепеловидные сланцеватые глинистые прослои, лежащие в основании каждого периода. Во-вторых, вследствие большого притока пресных вод каширское море, имевшее, как правило, резко повышенную соленость, временно опреснялось, что создавало на короткие моменты благоприятные условия для развития фауны.

Однако после некоторого временного опреснения, пробуждавшего в море жизнь, в силу крайне незначительной глубины водоема вследствие испарения оно вновь осолонялось и дальнейшее развитие фауны прекращалось.

Но солевой состав вод каширского моря, по-видимому, был весьма своеобразен и, очевидно (? — *Н. С.*), во многом отличался от солевого состава современных морских вод. Воды каширского моря ... быстро пересыщались солями кальция и магния.

Образование доломита под влиянием повышенной концентрации магнезиальных солей, как известно, может протекать либо по реакции Гайдингера, либо по реакции Мариньяка.

Схема Гайдингера, предусматривающая диагенетическое перерождение известкового ила под влиянием сернокислого магния, в нашем случае не могла иметь места, так как, кроме доломита, в результате этой реакции возникает сульфат кальция, которого мы практически не находим среди каширских пород.

Минеральный парагенезис каширской толщи говорит о том, что образование доломита протекало по схеме Мариньяка, т. е. что в каширском море происходила усиленная концентрация хлористого магния.

Обычно принято думать, что реакция Мариньяка начинает осуществляться после того, как весь запас сернокислого магния полностью израсходован на образование доломита, т. е. что эта реакция происходит в природе вслед за реакцией Гайдингера.

Наблюдение над каширской толщей, показавшее почти полное отсутствие в ней сернокислого кальция, говорит о том, что образования доломита по схеме Гайдингера здесь вовсе не происходило ... и что возникновение доломитовых пород сразу начиналось и протекало в дальнейшем по реакции Мариньяка.

Перед нами вырисовывается, таким образом, еще одна деталь палеогеохимии каширского водоема: это было в основном не только горько-соленое, но и бессульфатное море. Следовательно, каширский водоем весьма близко стоял к бессульфатным бассейнам II класса с сильно метаморфизированным солевым составом вод» (там же, стр. 40—43).

Итак, перед нами новая модификация представлений Б. П. Кротова. Карбонатные породы C_2+C_3 Подмосковья заставили Н. Н. Смирнова, не

отвергая реакций Гайдингера и Мариньяка, незаметно отрезать необходимое условие их течения — *высокую концентрацию магнезиальных солей*. Каширские породы C_2 заставили Л. В. Пустовалова вообще убрать реакцию Гайдингера, как необходимую и неизбежную ступень реакции Мариньяка, и превратить среднекарбоновое море в бессульфатное, лишенное $MgSO_4$. Очень легко, конечно, на бумаге лишить такое море $MgSO_4$, но очень трудно найти реальные возможности освобождения от этой соли огромного эпиконтинентального бассейна с богатой (в других частях его) фауной, имеющего широкие связи с океаном. Впрочем, Л. В. Пустовалов и не ищет таких путей: *он просто декретирует бессульфатность каширского бассейна* — прием, с которым мы уже встречались у него и еще встретимся. Любопытны мотивы столь радикального решения: отсутствие накоплений сульфата кальция. Но ведь этот факт может иметь совершенно иное и очень простое объяснение: *соленость морского бассейна с обычным составом солей просто не достигала того уровня, когда вода насыщалась гипсом* (или ангидритом), и *поэтому они не садились; не работала и реакция Гайдингера*. Но как только насыщение достигалось — начиналась садка сульфата кальция. Это наглядно показывает разрез всех палеозойских галогенных толщ Русской платформы и иных мест, в том числе и отложений C_2; *в них гипсовые горизонты всегда существуют и перекрывают доломитовые. Стало быть, доломит в палеозое садился при солености, меньшей уровня насыщения воды $CaSO_4$, когда ни реакция Гайдингера, ни реакция Мариньяка не могли быть реализованы*. Это простое соображение не было учтено Л. В. Пустоваловым. После работы Б. П. Кротова образование доломита по реакциям двойного обмена $CaCO_3$ с $MgSO_4$ и $MgCl_2$ настолько гипнотизировало наших литологов, что они просто не могли обойтись без них, а когда факты никак не укладывались в эти схемы, то в одних случаях (Н. Н. Смирнов) из схемы незаметно устранялась необходимость концентрированных растворов $MgSO_4$ и $MgCl_2$, в других (Л. В. Пустовалов) — автор лишал древние моря $MgSO_4$ и видел в этом, кажется, большое достижение, вскрывавшее «специфику древних бассейнов». Но простая мысль, что объяснение садки карбонатных солей следует искать в специфике карбонатных равновесий Ca^{2+}, Mg^{2+}, CO_3^{2-}, CO_2, пока что никак не приходила даже тем, кто стремился истолковать седиментацию с помощью физико-химических данных. Еще удивительнее то, что обе трансформации идей Б. П. Кротова нашли себе последователей: у Н. Н. Смирнова — М. С. Швецов и другие, у Л. В. Пустовалова — И. В. Хворова (в работе 1948 г.).

5. Генезис доломитов (по В. Б. Татарскому)

Своеобразную гипотезу генезиса доломитов развил В. Б. Татарский в 1939 г. на примере изучения битуминозных доломитов нижнего палеогена в Средней Азии. По существу, этот вариант можно изобразить как 2б (см. выше). «Митчелл, — пишет В. Б. Татарский, — получил при нормальной температуре и давлении доломит (определенный не только химически, но и по оптическим свойствам) из морской воды с повышенной концентрацией магнезиальных солей при приливании растворов $Ca(HCO_3)_2$ и *соды* (курсив мой. — *Н. С.*). Какова в данном случае роль соды, видно из опытов Ирвинга, исследовавшего осаждение кальция и магния при возрастающей щелочности морской воды. Он нашел, что осаждение кальция является функцией концентрации карбонатного иона, а осаждение магния — функцией концентрации иона (OH). Причина здесь та, что для магния в этих условиях наименее растворимой является не средняя углекислая соль, а гидрат окиси. В опыте Митчелла, по-види-

мому, имели место выпадение осадка, состоящего из $CaCO_3$ и $Mg(OH)_2$ (или основных углекислых солей магния), и затем переход этого осадка в доломит.

Щелочная реакция среды, необходимая для выпадения гидрата окиси магния, в природе имеет место. Она получается в илу на дне бассейна в восстановительных условиях в процессе изменения значительных количеств органического вещества.

Таким образом можно предполагать, что присутствие небольших количеств органики в илу благоприятствует отложению кальцита чистого или с незначительным количеством магния.

Если же органическое вещество накапливается в значительных количествах, мы имеем наряду с сероводородным заражением ила значительное развитие аммиачных соединений и, как результат, щелочную реакцию среды в илу. Среда эта оказывается благоприятной для осаждения магния (в виде гидрата окиси и основных углекислых солей) и менее благоприятной для осаждения кальция, так как способствует образованию растворимых $Ca(HCO_3)_2$ и $Ca(OH)_2$.

В дальнейшем в процессе диагенеза при уплотнении ила и изоляции его от непосредственного контакта с водой бассейна, в результате увеличения давления и некоторого повышения температуры, следует ожидать обезвоживания основных карбонатов магния и перехода их в среднюю соль. Присутствие при этом в осадке углекислого кальция должно иметь следствием образование доломита.

Надо иметь в виду, что затвердевание ила должно происходить довольно быстро. Филиппи, основываясь на довольно значительном фактическом материале, указывает, что в тех случаях, когда имеет место химическое выпадение карбонатных минералов, осадок на дне оказывается плотным даже с поверхности.

Частая приуроченность к доломитам выдерживающихся по простиранию прослоев ангидрита указывает на то, что несколько повышенная концентрация солей является фактором, благоприятствующим образованию доломита при осуществлении прочих условий» (Татарский, 1939, стр. 77, 78).

Анализируя концепцию В. Б. Татарского, нельзя не видеть, что она является шагом вперед по сравнению с гипотезой Б. П. Кротова, ибо, в сущности, переходит к рассмотрению доломитообразования как частного случая карбонатных равновесий в системе Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, CO_2. Но делается этот шаг робко, путем включения в систему $(NH_4)_2CO_3$, появление которого связывается со значительным содержанием органического вещества в осадках; оно и становится, таким образом, ведущим фактором доломитообразования. Но как раз это-то утверждение, как мы знаем сейчас, и было ошибочным. Достаточно сопоставить следующие цифры: содержание $C_{орг}$ в *доломитовых* илах оз. Балхаш колеблется от 1,24 до 2,74%, в среднем 1,97%; содержание $C_{орг}$ в современных глубоководных известково-глинистых отложениях Черного моря, *вовсе не доломитизированных*, составляет в глинистой разности в среднем 3,68%, у типичной разности — 4,54%.

Аналогичные примеры встречаются и среди ископаемых пород: горючие сланцы абдулинского и юрезанского типов, доманик, кукерсит с высоким содержанием $C_{орг}$ не доломитизированы, а светлые карбонатные породы C_2+C_3, а также казанского века с ничтожным содержанием $C_{орг}$ — доломитизированы. Таким образом, количество органического вещества и доломитизация не связаны друг с другом. Добавим, что В. Б. Татарский пришел к заключению о такой связи только потому, что петрографические наблюдения в шлифах были истолкованы как указание на первичность нефти в доломитах. Несмотря на кажущуюся убедительность такого заключения, оно заведомо ошибочно. Флюиды, распростра-

няющиеся под давлением в породе, хоть сколько-нибудь пористой, используют такие микропоры (например, в оолитах) на контактах зерен и т. д., что если доверять только глазу, можно прийти к весьма ошибочным заключениям о первичности флюида. Толкование микроструктур и текстур становится сейчас куда более трудным делом, чем это казалось в 30-х годах, когда глаз, изучающий шлиф, решал все. И уже, конечно, совсем ошибочно утверждение, будто щелочная реакция благоприятна для осаждения углекислых солей магния и «менее благоприятна для осаждения кальция, так как способствует образованию растворимых $Ca(HCO_3)_2$ и $Ca(OH)_2$». В действительности повышение pH переводит бикарбонатную форму кальция в среднюю соль, менее растворимую и, стало быть, осаждающуюся. Это элементарный закон карбонатных равновесий. Что касается $Ca(OH)_2$, то образование его требует столь высоких pH, которые в илах, да еще богатых $C_{орг}$, вовсе не наблюдаются.

Беря работы 20—30-х годов по доломитообразованию в целом, нужно сказать, что они не продвинули эту проблему вперед сравнительно с тем, в каком состоянии оставил ее М. Э. Ноинский в 1913 г. Базируясь на палеоэкологическом методе, он установил, что доломитообразование начинается при прогрессирующем осолонении бассейна еще тогда, когда некоторые наиболее эвригалинные формы способны выживать, и продолжается затем вплоть до начала садки гипса (или ангидрита), т. е. уже до значительной солености — около 14—15%, если исходить из состава современной морской воды. Таким образом, отложение доломитов является *закономерным переходным звеном от* нормально-морских известковых отложений к галогенным — сульфатно-галитовым. Констатация такой закономерной позиции доломита, впервые сделанная у нас М. Э. Ноинским, полностью подтвердилась в дальнейшем, когда стали разбуриваться галогенные толщи, особенно палеозойские (в Соликамске, Донбассе). Но она потерялась в схемах Б. П. Кротова и В. Б. Татарского. Следует подчеркнуть, однако, что правильно определив доломитообразование как неизбежную фазу при осолонении морских водоемов, М. Э. Ноинский не дал ясного истолкования механизма доломитообразования. Попытки решить этот вопрос в 20—30-е годы также, как мы видели, не увенчались успехом. Ключ к решению дало изучение современного доломитообразования, но использование этих данных станет возможным еще не так скоро.

6. Исследования галогенных пород

В 20—30-е годы развернулись широкие работы по разведке на калийные соли, бор и другие виды минерального сырья, а также разбуривание солянокупольных структур нефтяными организациями. Это обстоятельство ввело в круг исследования геологов породы галогенного типа — гипсы, ангидриты, каменную и калийные соли. Последние в огромном развитии были установлены в Соликамске, где принадлежали ярко выраженному хлоридному типу, в гораздо меньшей степени — в Ишимбаевском Приуралье, где развиты полигалитовые пласты (Карлы, Стерлибашево), в Урало-Эмбинском районе, в Кугитангском районе Средней Азии (бессульфатные соли).

Включение в исследование галогенных толщ поставило перед исследователями три крупных проблемы: а) изучение петрографического состава галогенных толщ; б) выяснение их изменений вблизи земной поверхности под влиянием поверхностных вод, иначе говоря, распознавание первичных черт пород путем снятия вторичных наслоений; в) анализ причин возникновения бессульфатного и сульфатного типов месторождений калийных солей. Во всех этих направлениях были сделаны первые

шаги, оказавшиеся, однако, в некоторых случаях настолько удачными, что высказанные концепции удержались до сих пор, получив новые подтверждения.

Мы не будем здесь останавливаться на чисто фактических описательных работах по солям (И. В. Пуаре, Е. Э. Разумовской, Я. Я. Яржемского), так как крупных литогенетических идей в них не содержится. Отметим лишь интересную работу Е. Э. Разумовской (1927), посвященную красной окраске карналлита и сильвинита. Оказалось, что эта окраска вызвана наличием Fe_2O_3, то в виде табличек шестигранной формы, то в виде тончайших игл или хлопьев, зернистость в которых неразличима. Таблички расположены то беспорядочно, то подчиняются кристаллографическим направлениям калийного минерала. Следуя за Прехтом, Е. Э. Разумовская считает, что первоначально железо находилось в виде изоморфной примеси к карналлиту: $FeCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$; позже хлористое железо Fe^{2+} окислялось кислородом кристаллизационной воды карналлита, причем освобождался водород, а окись железа осаждалась в форме красных табличек и иголок железного блеска. Аналогичный процесс имел место и при образовании сильвинитов. Присутствие водорода в газах, выделяющихся из пластов калийных солей, как будто подтверждает эту гипотезу.

Гораздо существеннее наблюдения над вторичными изменениями галогенных пород в поверхностной зоне. Наблюдатель, имевший дело с сульфатными породами в поверхностных выходах, всегда встречался с гипсами, и только очень редко, в местах, где боковая эрозия реки весьма интенсивна, он сталкивался с ангидритами. Такой именно случай описал А. Н. Заварицкий у с. Охлебинино на р. Белой (Башкирия). Он сделал отсюда заключение, что первичной породой в кунгуре являлся ангидрит, а гипс возник из него в зоне выветривания. То же наблюдали и зарубежные исследователи. То же наблюдал и автор этих строк при изучении кунгура Ишимбаевского Приуралья (1941—1943 гг.). Всегда и неизменно в скважинах на верху сульфатной толщи вскрывался гипс, ниже которого следовал ангидрит. В местах интенсивного развития соляной тектоники, где было много трещин и сульфатные породы раздроблены, гипс проникал на очень большие глубины: при спокойном залегании он ограничивался глубинами в немногие десятки метров. Весьма характерно, что *плойчатая («кишечная») текстура гипсов, которая обычно рассматривается как результат гидратации ангидритов, в Ишимбаевском Приуралье всегда присутствует уже в ангидритах и просто наследуется гипсами, а не возникает в виде новообразования.* Объясняется это тем, что при переходе ангидрита в гипс часть $CaSO_4$ растворяется и уносится, и это ликвидирует увеличение объема возникающего гипса против исходного объема ангидрита. В тех случаях, когда сульфатные породы развиты в нефтеносных областях и в них проникает нефть, на контакте вода—нефть возникают процессы редукции SO_4^{2-} в H_2S, который выше, в зоне, куда проникает кислород, окисляется до свободной серы; последняя обычно в таких случаях сопровождает разрез сульфатно-карбонатных пород. Таким образом, уже в 20—30-е годы выяснилось, что преобразования исходных ангидритных пород в зоне выветривания иногда бывают сложными и дают начало не только гипсам, но и месторождениям серы.

Явления поверхностного изменения были установлены и в галитито-калийных толщах. Самые ранние и слабые из них были распознаны на Соликамском месторождении. Здесь калийная толща состоит из нижней, сильвинитовой, зоны и верхней — карналлитовой. При прослеживании этих зон они оказались достаточно устойчивыми на больших расстояниях и представлены практически на всей огромной площади месторождения. На некоторых участках карналлит верхнего горизонта карналлитовой зоны замещается так называемым верхним сильвинитом, имеющим

«кристаллически зернистое и конгломератовидное» строение, подобное строению карналлитовой породы. Этот верхний сильвинит имеет локальное развитие и наблюдается главным образом в повышенных частях соляной толщи. По мнению А. А. Иванова (1932), верхний сильвинит возник из карналлитовой породы, под воздействием подземных вод по реакции:

$$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O + H_2O \longrightarrow \underset{\downarrow}{KCl} + [MgCl_2 + H_2O] \longrightarrow \text{раствор}$$

Мощность верхнего сильвинита варьирует от 8,8 до 32,4 *м*, причем в некоторых скважинах замещение вторичным сильвинитом идет весьма глубоко в карналлитовую зону, вследствие чего мощность последней сильно сокращается. Любопытным подтверждением вторичного генезиса верхних сильвинитов за счет карналлита является то, что, по наблюдениям Е. Э. Разумовской, верхний сильвинит «содержит те же типы включений, что и карналлит (без закономерной ориентации), тогда как сильвинит (нижний. — *Н. С.*) заключает в себе одни лишь чрезвычайно мелкие чешуйки железного блеска» (Разумовская, 1927, стр. 71). При более интенсивном воздействии подземных вод на соленосную толщу все горизонты легко растворимых солей выщелачиваются, и на их месте возникает гипсовая шляпа большей или меньшей мощности, включающая также все более трудно растворимые соединения, унаследованные от материнских солей, но обычно подвергшиеся значительным (иногда очень большим) преобразованиям внутри гипсовой шляпы. Именно такое образование — кэпрок (cap-rock) — было установлено работами 30-х годов на солянокупольном поднятии у оз. Индер.

Итак, во всех звеньях галогенного ряда, начиная с доломита, продолжая ангидритами и кончая калийными горизонтами, в 20—30-х годах было твердо установлено наличие зон поверхностного изменения: дедоломитизация у доломитов; превращение в гипсы у ангидритов; образование сложного гипсового кэпрока у соляных толщ. Напомним, что явление дедоломитизации было впервые установлено еще М. Э. Ноинским в 1913 г.

5 октября 1925 г. было открыто Соликамское месторождение, которое по мере развития разведок все отчетливее выявлялось как хлоридное, т. е. образованное накоплениями KCl и $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$; сульфатов K, Na, Mg в нем не оказалось. Естественно, сейчас же встал вопрос о причинах, обусловивших его бессульфатность. И уже в январе 1927 г., когда еще были не ясны ни размеры месторождения, ни подстилающие и замещающие его породы, в Геолкоме был сделан А. Е. Рыковсковым доклад, чрезвычайно удачно наметивший пути решения этой проблемы; этот доклад был опубликован лишь в 1932 г.

А. Е. Рыковсков начал с того, что показал неприемлемость для Соликамского месторождения тех представлений, которые высказывались западными исследователями, пытавшимися разрешить проблему бессульфатных калиевых месторождений (десцендентная теория, постумное выщелачивание сульфатов и т. д.). А. Е. Рыковсков ищет причину бессульфатности в процессах метаморфизации рапы тех водоемов, которые образовали месторождение. Это был принципиально новый подход к проблеме. При этом указывались три возможных пути освобождения рапы от SO_4^{2-}.

«В работах Б. Л. Исаченко, — пишет он, — устанавливается, что в водных бассейнах восстановление сульфатов совершается двумя микроорганизмами — пресноводным *Microspira desulfuricans* и обитателем морей — *Microspira aestuarii*. Биологическая раса, близкая морской *Microspira aestuarii*, приспособленная к высоким концентрациям, очень

распространена в соляных озерах и лиманах... Она является строгим анаэробом», и сама реакция редукции сульфатов осуществляется в илах. «Сероводород образуется вначале за счет органических веществ, и только с наступлением анаэробных условий начинается восстановление сульфатов. Если качественную сторону такого восстановления можно считать установленной, то количественная его сторона, т. е. роль этого процесса в метаморфизации рапы, не поддается учету даже по отношению к современным соляным бассейнам, ибо наряду с восстановлением сульфатов идет и обратный процесс — окисление» — серобактериями до элементарной серы и далее (тиобактериями) до SO_4^{2-}. «Таким образом, общий итог процессов окисления и восстановления остается неопределенным» (Рыковсков, 1932, стр. 16, 17). Другой путь десульфатизации рапы — это обмен основаниями между нею и поступающим глинистым материалом, когда Ca^{2+}, поглощенный мицеллами глины, вытесняется в раствор натрием и, образуя $CaSO_4$, уходит в осадок, освобождая тем самым рапу от сульфатного иона. «Самая возможность метаморфизации морской воды катионным обменом, — пишет А. Е. Рыковсков, — не подлежит сомнению. Она непосредственно вытекает из теоретических соображений и в экспериментальной проверке не нуждается». Но «можно ли объяснить бессульфатность Соликамского месторождения катионным обменом, и какую роль играл этот процесс в истории его формирования — все это разъяснит только детальное геохимическое изучение глин, подстилающих, а также настилающих (sic! — *Н. С.*) соли, на основе специального физико-химического исследования» (там же, стр. 18, 19).

Третий путь — это метаморфизация рапы втекающими водами, содержащими $Ca(HCO_3)_2$, по реакции Гайдингера, а когда будет исчерпан $MgSO_4$, то по реакции Мариньяка. Но количественная сторона и здесь неразработана, и автор собирался приступить к ее исследованию. Все же среди других процессов метаморфизации реакции Гайдингера А. Е. Рыковсков отводит очень важное место.

Работа А. Е. Рыковскова была выполнена, когда изучение Соликамского месторождения едва началось. Слишком многого нехватало для того, чтобы подкрепить его допущения геологическими данными. Поэтому статья А. Е. Рыковскова, по существу, была, так сказать, наметкой возможностей объяснения бессульфатности месторождения процессами метаморфизации. И нужно только удивляться сейчас, когда проблема бессульфатности решена, той проницательности, с какой были намечены А. Е. Рыковсковым пути ее решения, принципиально новые сравнительно с принятыми на западе концепциями. Все дальнейшие работы, выполненные у нас по этой проблеме, шли по путям, предуказанным А. Е. Рыковсковым. В 1930 г. появляется коллоидно-химическая теория С. А. Щукарева и Т. А. Толмачевой, полностью подтверждающая теорию катионного обмена как пути перевода раствора из I класса Н. С. Курнакова во II. В 40-х годах эта концепция еще раз проверяется и подтверждается А. Н. Бунеевым. В 40-х и 50-х годах М. Г. Валяшко проводит серию работ (с сотрудниками), которые доказывают реальность метаморфизации рапы приливанием растворов $CaCO_3$ (т. е. по существу еще раз подтверждают результаты, полученные в 80-х годах XIX в. А. А. Вериго). Единственное, что не получило подтверждения, это биохимическая метаморфизация растворов. Впрочем и сам А. Е. Рыковсков не считал, как видно из цитаты, этот путь реальным. Теория метаморфизации рассолов глинистыми минералами и $Ca(HCO_3)_2$ в настоящее время является строго доказанной, и то, что А. Е. Рыковскову казалось в 1927 г. только возможностью, стало теперь реальностью: редкий в истории нашей науки случай очень точного и прозорливого предвидения. Нерешенным остается пока вопрос о пае участия катионного обмена с глинистым материалом и пае метаморфизующего участия $Ca(HCO_3)_2$ в общем балансе метамор-

физации. Эта сторона, по-видимому, еще долго будет оставаться неразъясненной.

При изучении доломитов, гипсов и вообще галогенных пород в 20—30-х годах все чаще стали обнаруживаться самостоятельные минералы фтора (флюорит) и стронция (целестин). Указания на их находки имеются в работах Б. П. Кротова, Я. Я. Яржемского, В. П. Батурина и др. Л. В. Пустовалов посвятил ратовкиту (одной из форм CaF_2) специальное исследование, показав в нем связь образования этого минерала с общим ходом осолонения лагунного бассейна.

Беря сумму работ по осадкообразованию в морских осолоняющихся бассейнах в целом, нужно сказать, что они существенно продвинули знание средних и конечных стадий этого процесса сравнительно с тем, что было у нас в конце XIX—начале XX в., но мало дали для понимания ранней стадии — доломитообразования, хотя именно оно-то больше всего и привлекало к себе внимание литологов.

глава VIII

НОВОЕ В ОБЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О ДРЕВНЕМ ЛИТОГЕНЕЗЕ В 20—30-е ГОДЫ

В 20—30-е годы были выполнены не только работы, касающиеся отдельных пород или регионов, но продолжали развиваться и некоторые общие представления о литогенезе. При этом были высказаны новые идеи и подверглись проверке некоторые концепции, унаследованные от предыдущего этапа. Эти общие идейные искания и их методология представляют для нас, конечно, особый интерес.

1. Стадии осадочного породообразования

Одной из таких идей является представление о стадиях развития осадочных пород, заимствованное из работ зарубежных геологов. Вслед за Гюмбелем (1888) и особенно Вальтером (1890—1894) мыслилось, что первым этапом образования породы является возникновение осадка, который затем, претерпевая разнообразные изменения или диагенезис, становится породой с новыми признаками и свойствами. При этом оба названных ученых в понятие диагенеза включали все изменения от первоначального осадка до стадии метаморфической породы. В советской науке представления о стадиях осадочного породообразования существенно усложнились. Очень интересные идеи на этот счет были развиты А. Е. Ферсманом еще в 1922 г. в монографии «Геохимия России» (вып. 1).

«В настоящее время, — писал А. Е. Ферсман, — мы определенно различаем два момента в истории осадочной породы: образование самого осадка и его диагенез; все минералы, образовавшиеся как составная часть самого осадочного процесса, мы называем первичными (синхроничными) минералами осадка. Таковы, например, $CaCO_3$ раковин или береговых оолитов, свободное образование горошинок болотных руд в озерах и т. д. Однако гораздо важнее нам представляется второй момент образования породы, который мы называем диагенезом. Под этим термином мы обобщаем совокупность всех тех процессов в первичном илистом или еще не связанном осадке, которые до момента осаждения нового слоя под непосредственною поверхностью воды превращают осадок в горную породу. Я определяю конечный момент этой стадии в жизни осадочной породы налеганием на нее нового слоя осадка, петрографически отличного от предыдущего, и отделением таким образом старого осадка от непосредственного соприкосновения с водою. С этого момента начинается область новых химических реакций породы, которую я называю катагенезом.

АЛЕКСАНДР ЕВГЕНЬЕВИЧ
ФЕРСМАН
1883—1945

Синхроническое образование осадков (т. е. стадия седиментогенеза, по современной терминологии — *Н. С.*) является результатом сложных реакций трех типов: чисто физико-химического характера, биохимического и, наконец, чисто механического. В процессах диагенеза вся эта масса осажденного вещества начинает перегруппировываться согласно законам физико-химического равновесия, причем средою для переноса вещества является водный раствор, пропитывающий рыхлый осадок и, в случае соленых бассейнов, содержащий в себе ряд химических веществ. Эта перегруппировка в общем складывается по преимуществу из двух процессов: образования цемента и возникновения центров кристаллизации — конкреций, радиально лучистых сростков и т. д.

Как выше отмечено, именем катагенеза я называю всю совокупность химических преобразований породы после того, как она оказалась отделенною от водного бассейна слоем нового осадка, и вплоть до того момента, когда она сделалась поверхностью материка, т. е. оказалась на границе с атмосферою... Конечно, при этом я исключаю процессы, связанные с действием высокой температуры и давления, т. е. всю область контактного и глубинного метаморфизма, но не могу не отметить, что частично катагенезис протекает при несколько повышенных температурах, согласно геотермическому градиенту Земли.

Если явления диагенеза ... заключались в перегруппировке элементов внутри того же слоя, то катагенез связан как раз с обменом растворов между петрографически разнородными слоями или горизонтами. Главными деятелями в этом случае являются: кислород, угольная кислота и вода, отчасти кремнекислота, сернокислые растворы и т. д.; биохимические реакции отходят сильно на второй план; таким образом, катагенез отвечает тому комплексу явлений, который характерен для более глубоких частей зоны катаморфизма Van-Hise. Таковы образования пустот с натеками кальцита (сталактиты), вторичное возникновение конкреций, образование трещин, заполненных кальцитом, кварцем, окремнение пород, обогащение магнием с образованием доломита и т. д.

Таким образом, катагенез породы обнимает огромную область явлений приспособления осадочных минералов к новым условиям вне залегания их под поверхностью водного бассейна» (Ферсман, 1922, стр. 29, 30).

Двенадцатью годами позже, в 1934 г., М. С. Швецовым в его «Петрографии осадочных пород» были сформулированы иные представления о стадиях осадочного породообразования. Он считал, что деление на стадии, предложенное А. Е. Ферсманом, «едва ли правильно. Несомненно, что развитие породы испытывало гораздо более резкий скачок при переходе от положения под уровнем морской воды к поднятию, чем при перекрытии осадка одного состава осадком другого состава ... момент поднятия *диалектически* является более важным (?—*Н. С.*, курсив

мой) и кладется в основу предлагаемого деления». Поэтому «было бы целесообразнее всего, учитывая огромное значение поднятия для хода процессов в породе, различать первичный диагенез, или «диагенез осадка», происходящий на фоне погружения дна бассейна, и «постумный (поздний) диагенез», или «диагенез породы», понимая под ним изменения породы, приподнятой над уровнем водоема, где происходило отложение осадка, но не включая сюда процессов выветривания на границе между породой и атмосферой» (Швецов, 1934, стр. 14).

Несколько далее М. С. Швецов разъясняет, что «первичный диагенез в том объеме, как было указано выше, сводится к следующим основным явлениям:

«1. Литификация (отвердение) осадка ... не является, как иногда думают, непременно функцией времени», но «зависит от двух причин: а) цементации путем выделения нового вещества в порах между частицами осадка, причем это новое вещество может быть чисто местным и может быть принесенным издалека, а состав — очень разнообразным ($CaCO_3$, SiO_2, железные соли, фосфаты, сернокислые соли и др.); б) старения осадка, сводящегося к дегидратизации и перекристаллизации ... Выкристаллизовывание (коллоидов. — *Н. С.*) сопровождается и частичным растворением. Так путем растворения мелких зерен и роста за их счет более крупных зерен того же минерала происходит постепенное погрубение осадка.

2. Вторым существенным процессом первичного диагенеза, еще более коренным образом меняющим осадок, являются процессы: а) разложения неустойчивых в новых условиях терригенных минералов; б) растворения тех или иных составных частей осадка; в) реакции между осадком, морской водой с ее солями и вновь полученными продуктами разложения или продуктами жизнедеятельности находящихся в осадке организмов (особенно бактерий) и г) образование в результате этих реакций новых минералов ... (пирит, глауконит, фосфорит, филлипсит и др.).

3. Наконец, последним крупным процессом первичного диагенеза является ... образование конкреций, представляющее частный случай либо местной литификации, либо местного минералообразования» (там же, стр. 136, 137).

Анализируя изложенные понимания стадий осадочного породообразования, нетрудно видеть, что оба они отличаются весьма общим, так сказать, алгебраическим характером и возникли скорее путем общих рассуждений, т. е. умозрительно, чем анализом конкретного материала, например конкретных современных отложений или более или менее мощных разрезов осадочных толщ, как это было сделано много позже, в 50—60-е годы. При этом А. Е. Ферсман рассуждал как исследователь с физико-химическим подходом к явлению, М. С. Швецов же — как ученый с геологическим подходом.

В силу малой конкретности и умозрительности представлений о диагенезе они охватывали лишь небольшую часть аутигенных минералов, оставляя вне рассмотрения другие. Так, карбонаты железа, марганца, лептохлориты, фосфаты железа, цеолиты, формы аутигенной SiO_2, доломиты, анкериты, а также такие характерные образования, как оолиты, пизолиты Fe, Mn, Al_2O_3, пластообразные стяжения SiO_2, мыслились, как правило, в качестве образований седиментационных. Все рудообразование у железа, марганца, алюминия также представлялось связанным с седиментационной стадией. Возможности значительных вертикальных и латеральных миграций вещества в диагенезе из одних отложений в другие также еще не были установлены, и автор был, кажется, единственным, кто допустил такую миграцию на примере разреза юрезанских битуминозных сланцев (замещение SiO_2 кремневых

губок на $CaCO_3$ с миграцией SiO_2 в соседнюю зону атафских известняков) (Страхов, Осипов, 1935).

Иначе говоря, объем стадии седиментогенеза в представлениях литологов 20—30-х годов был резко расширен за счет отнесения к нему новообразований, сформированных, как мы знаем теперь, лишь в диагенезе или еще позже, а стадия диагенеза и последующие, напротив, были обеднены. Самый механизм диагенетических преобразований был еще целиком скрыт от литологов, причем даже то, что уже было отчетливо нащупано в классической монографии Меррея и Ренара (1891), еще не было достаточно осознано даже ведущими нашими литологами.

Это обстоятельство особенно ярко проявлялось тогда, когда исследователи имели дело с явно аутигенными минералами закиси железа (сидерит, лептохлорит) и закиси марганца. Неизбежно встал вопрос, где же располагалась среда с восстановительными условиями: в придонных слоях воды или в илу? И мы неоднократно могли наблюдать у Б. П. Кротова, Е. П. Молдаванцева, Л. В. Пустовалова, А. Г. Бетехтина и многих других тенденции считать, что восстановительная среда характеризовала именно придонную воду, а не осадок, либо давались столь неопределенные формулировки, что дело можно было трактовать и так и этак.

Очень показательна в этом отношении позиция Л. В. Пустовалова. В статье о «геохимических фациях» он в конце концов предложил слить стадии седиментогенеза и диагенеза, назвав обе вместе сингенезом. «Продукты диагенеза, — пишет он, — как возникшие еще в стадии формирования осадочной породы, мы причисляем к сингенетичным образованиям» (Пустовалов, 1933б, стр. 59.) Этот хирургический прием, конечно, удобен для тех, кто терялся в решении вышеуказанных вопросов, ибо просто отсекал их. Но он совершенно неприемлем по существу, ибо исключает серьезные попытки выяснить различия между стадией седиментогенеза и диагенеза, какие все же имеются, и очень большие. По сравнению с четкой формулировкой А. Е. Ферсмана предложение Л. В. Пустовалова было несомненным шагом назад. История показала, что такое слияние двух резко различных стадий причинило ущерб литологической теории. Правильное решение вопроса, однако, придет еще не скоро и лишь после детального изучения современных осадков.

2. Эволюция представлений о седиментогенезе

В конце XIX начале XX в., как мы знаем, представления о механической седиментации были совершенно не разработаны, и все усилия геологов были направлены на исследование аутигенного осадконакопления. При этом на грани столетий гидрохимическая концепция была вытеснена собственно седиментационной трактовкой осадочных пород и руд, и в формировании их огромная роль приписывалась биосу, макро- и микроорганизмам, особенно бактериям. Этот переворот во взглядах произошел под влиянием резко расширившихся знаний современного осадконакопления, особенно после работ «Челленджера» и других океанических экспедиций.

В 20—30-х годах в изучении современных осадков, как уже указывалось в начале этой части, не произошло никаких крупных перемен, которые заставили бы литологов изменить свои взгляды. Продолжалось изучение океанов, причем наиболее выдающимися были работы, проведенные на немецком э/с «Метеор» (1925—1926 гг.). Для познания закономерностей механической седиментации это практически ничего не

давало. Большое значение могли бы иметь советские океанологические исследования, проведенные под руководством М. В. Кленовой, в которых гранулометрия выдвигалась на первый план. Но сведения об этих работах, опубликованные в очень кратких сообщениях, были столь скудны, что практически ничего не давали литологам. Большое впечатление произвели карты шельфовых областей Ф. Шепарда (Shepard, 1932), основанные на навигационных данных. При всей примитивности эти карты отчетливо показывали, что распределение осадков по крупности зерна отнюдь не так просто, каким оно рисовалось геологам конца XIX—начала XX в., что вблизи берега в западинах дна, заливах, придельтовой зоне встречаются площади тонкозернистых илов, сменяемые мористее песками. Среди последних на некотором отдалении от берега также могут встречаться более грубые разности, чем в прибрежной зоне. Но если все эти факты и доказывали примитивность прежних представлений о механической седиментации, они все же не заменяли прежнего примитива новой достаточно разработанной схемой.

С конца 20-х годов в исследование ископаемых обломочных пород стал широко внедряться гранулометрический и терригенно-минералогический анализ и стало накапливаться много соответствующих цифр. Можно было бы ожидать, что появление этих цифр сможет дать нечто новое в познании механической седиментации. Однако этого не случилось: никто из литологов, занимавшихся древними породами, не предложил схемы, более близкой к природе, чем прежний примитив. Это и понятно. Чтобы создать ее, нужны были объективные знания геоморфологии дна бассейна, его глубин, очертаний, гидродинамики, но этими-то данными литологи как раз и не располагали ни по одному древнему бассейну. В лучшем случае они имели схематическую палеогеографическую карту, на которой даже не были нанесены осадки либо они даны весьма приблизительно (например, карты М. С. Швецова по динанту). На такой базе, конечно, сколько-нибудь конкретной схемы механической седиментации построить было нельзя. Опять мы сталкиваемся с фактом, что состояние знаний современного осадочного процесса определяет представления литологов о литогенезе древних эпох.

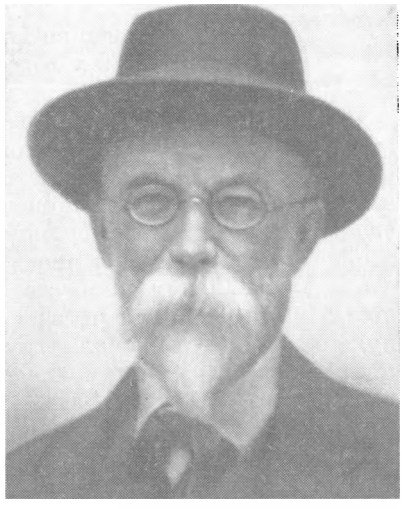
Сложнее обстояло дело с разработкой идей об аутигенном осадконакоплении.

Биогеохимическая концепция, выросшая на исследовании современных осадков и созданная Н. И. Андрусовым, Г. А. Надсоном, М. А. Егуновым, а затем воспринятая и широко развитая Н. А. Соколовым, Я. В. Самойловым, А. Д. Архангельским, продолжала существовать и в описываемом периоде, но с неодинаковым успехом. Апогея она достигла в 20-х годах, когда к ней присоединился В. И. Вернадский, внесший несколько очень важных новых идей.

Особенно важной и плодотворной оказалась идея В. И. Вернадского о биогенном происхождении кислорода атмосферы, что прямо поставило под контроль биоса все окислительно-восстановительные, а также в очень большой степени и щелочно-кислотные процессы в наддонной воде, в илах и вообще в биосфере.

В 1923 г. П. А. Православлев, основываясь на работах Дрью (Drew) по денитрифицирующим бактериям, истолковал толщи микрозернистых, частью афанитовых известняков, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях в земной коре, как продукт жизнедеятельности бактерий-денитрификаторов и назвал их протогенными немыми известняками. В 1925 г. Я. В. Самойлов и Е. В. Рожкова, изучая опоки Саратовского Поволжья, также признали их биогенными, обязанными накоплению диатомей, кремнезем которых в диагенезе приобрел более устойчивую криптокристаллическую форму. В то же время Я. В. Самой-

лов продолжал, вплоть до смерти (1925 г.), пропагандировать мысль о возникновении осадочных концентраций элементов в осадочных породах путем прямого экстрагирования этих элементов из морской воды специфическими группами организмов. Неоднократно он подчеркивал идею о возможности создания впоследствии новой науки — палеофизиологии, которая имела бы задачей раскрытие, через изучение микроэлементов в древних породах, специфики физиологии древних организмов. Сейчас мы знаем, что эта идея — плод крайнего увлечения биогеохимией; она не реализована до сих пор, и мало надежды на ее реализацию вообще, но в 20-е годы она казалась чрезвычайно интересной и открывающей новые перспективы работы.



ВЛАДИМИР ИВАНОВИЧ
ВЕРНАДСКИЙ

1863—1945
Снимок 1926 г.

После смерти Я. В. Самойлова вышла его работа (совместно с Л. В. Пустоваловым) по серпуховским известнякам Подмосковья (в 1926 г.) и работа других его учеников (В. А. Зильберминца и В. П. Маслова) по известнякам Донецкого бассейна (1928), в которых авторы пытались количественно учесть роль организмов в формировании известняков (путем подсчета органических остатков) и выявить следы химического влияния организмов на осадки (в частности, концентрации P_2O_5, содержание H_2S).

В результате названных работ биогеохимическая концепция у нас получила в 20-х и самом начале 30-х годов весьма большую популярность и распространение.

Апелляция к жизни, к организмам, органическому (живому) веществу стала своего рода «привычкой мысли». К организмам стали прибегать не только тогда, когда для этого имелись известные основания, но и тогда, когда для этого никаких причин не было. Присоединение к биогеохимической концепции стало порою носить признаки применения шаблона — с неизбежной при этом вульгаризацией представлений.

С начала 30-х годов положение стало существенно меняться. Как уже отмечалось выше, геохимия, как наука, к этому времени уже достаточно стала на ноги и стала проводником химических и физико-химических идей в геологии. Началась пора интенсивного развития физико-химических концепций в литологии, которое шло crescendo через все 30-е годы и повлекло за собой появление большого числа частных идей и схем, завершившихся построением Л. В. Пустоваловым общей физико-химической теории осадочного породообразования.

Этот новый физико-химический подход увлек в те годы практически всех видных литологов и геологов-рудников, особенно молодых, и распространялся, так сказать, лавинообразно, постепенно вытесняя биогеохимическую концепцию. Эта идеологическая перестройка настолько интересна, что на ней следует специально остановиться и приглядеться к тому, как она осуществлялась, как складывались физико-химические концепции.

3. Частные физико-химические концепции в литологии 30-х годов

Одной из наиболее удачных и интересных физико-химических концепций является теория стадийности элювиального процесса, развитая Б. Б. Полыновым (1934). Вспомним, как она была создана. Путем сравнения среднего состава изверженных пород и среднего состава растворенных веществ в реках, дренирующих эти породы, был установлен ряд химической подвижности для породообразующих элементов. Принимая затем, что в элювиальном процессе элементы выносятся в порядке их подвижности, автор получил четыре стадии этого процесса — хлоридно-сульфатную, карбонатную, сиаллитную и аллитную. Напомнив вкратце особенности почв разных климатических типов, Б. Б. Полынов пришел к заключению, что эти типы суть только стадии предложенного им единого элювиального процесса, на которых он останавливается в разных климатических условиях.

Эта изящная и очень правдоподобная концепция получена, по существу, чисто дедуктивным умозрительным путем (чего не скрывал и сам автор ее), но химическая логика здесь оказалась правильной, и существующие типы почв действительно без больших натяжек легли в полученную схему; к ней, в частности, примкнул И. И. Гинзбург.

Существенно иначе обстоит дело с аккумулятивной корой в схеме Б. Б. Полынова. Ее типы и схемы их размещения по геоморфологическим элементам ландшафта тоже получены, по существу, дедуктивным путем (что признавал и сам Б. Б. Полынов), но на сей раз неудачно. Иллюстраций этих типов было мало, а те, что приведены, были чересчур поверхностны и не убеждали в правильности концепции.

На этом примере ясно видно, что́ привлекало исследователей начала 30-х годов в физико-химическом анализе и как велось доказательство полученных схем. Привлекала возможность, исходя из физико-химических свойств элементов (или соединений), т. е. из безусловно надежного базиса, — получить химически осмысленную схему процесса. Доказательства же сводились *к подбору иллюстраций,* демонстрирующих схему. Первый прием был вполне правомерен, второй совершенно недостаточен, ибо проверка схемы должна вестись не выборочно, на отдельных, очень бегло описанных примерах (у Б. Б. Полынова часто простым намеком), а на детальном анализе всей совокупности фактов, относящихся к данной области. Опасность иллюстрирования схемы отдельными примерами вместо анализа всей совокупности данных заключается в том, что открывает двери произвольному подбору фактов и даже произвольному их истолкованию.

Показателен в этом отношении ряд анализируемых ниже физико-химических концепций и прежде всего идея «зоны континентального геохимического противоречия», выдвинутая Л. В. Пустоваловым. Дедуктивная природа этой идеи очевидна с самого начала ее изложения: она возникла путем сопоставления восстановительного характера морских отложений, выходящих на дневную поверхность, с окислительным характером атмосферы. Единственным примером этой «зоны», лично известным Л. В. Пустовалову, было обнажение у дер. Сатинки. Все прочие заимствованы из литературы, причем произвольно, вопреки литературным данным, истолкованы как относящиеся к предугленосному времени. Источником окисляющегося FeS_2 были признаны упинские, девонские и другие породы, очень бедные пиритом, тогда как в литературе единодушно указывались угленосные толщи C_1^h, богатые FeS_2, а само сернокислотное выветривание относилось к послеугленосному времени, а не доугленосному, как у Л. В. Пустовалова. Самое поразительное, что автор, предлагая новую

трактовку, даже не попытался доказать, что его точка зрения на время сернокислотного выветривания правильнее, чем воззрения А. Е. Ферсмана, О. М. Аншелеса, В. В. Аршинова, Н. А. Смольянинова, писавших на эту тему. Он просто декретировал свою схему.

Столь же интересна другая схема Л. В. Пустовалова, опубликованная в работе «Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии» (1933б) и наделавшая в свое время много шуму.

Автор исходит из двух кардинальных положений или постулатов.

1. «Всякая осадочная порода тотчас после завершения в ней диагенетических процессов представляет собой более или менее сложную физико-химическую систему, возникшую при определенных физико-химических условиях равновесия, имевшихся в момент образования породы, в строгой зависимости от целого ряда факторов, среди которых важную роль играют химические свойства среды» (Пустовалов, 1933б, стр. 63).

2. «Во всякой осадочной горной породе, заключающей в себе сингенетичные минералы или сингенетичные химические соединения, господствуют физико-химические, а следовательно, и геохимические условия, царствовавшие в момент накопления и формирования осадка, или же, вернее, условия, весьма близкие к таковым» (там же, стр. 70).

Этот постулат Л. В. Пустовалов назвал «законом физико-химической наследственности».

Исходя из сказанных предпосылок, Л. В. Пустовалов формулирует понятие «геохимическая фация». «Под ископаемыми геохимическими фациями, — пишет он, — мы понимаем пласт или свиту пластов, которые на всем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы» (там же, стр. 72).

Далее характеризуются морские и континентальные геохимические фации, по шесть в каждой группе. Я позволю себе привести только характеристику морских фаций, как наиболее важных и для нас интересных.

«1. „Сероводородная“ фация (главнейший реагент — сероводород): присутствие значительного количества органического вещества; восстановление сульфата кальция; повышенная растворимость карбонатов (?); почти полное (? — *Н. С.*) отсутствие кислорода; резко анаэробная среда; граница окислительной и восстановительной среды проходит высоко над осадком. Накопление в осадках колчеданов (сернистых солей железа и других тяжелых металлов, способных осаждаться в присутствии сероводорода в щелочной среде) и огромного количества органического вещества.

Примеры: Современные осадки Черного моря; продуктивные слои Апшеронского полуострова.

2. „Сидеритовая“ фация (главный реагент — углекислота): обилие органического вещества, которое определяет своим присутствием недостаток кислорода и избыток CO_2 (за счет окисления органического вещества), а также предохраняет закисные соединения от окисления; избыток CO_2 повышает растворимость карбонатов Ca и Mg, уменьшает растворимость карбоната Fe^{2+}; слабая, но обязательная и повсеместная зараженность сероводородом: среда анаэробная; граница окислительной и восстановительной среды проходит над осадком, но близко от него. Накопление серых, „битуминозных“ пород с сидеритом, колчеданами и углистыми остатками, иногда полное отсутствие карбонатов, в том числе известковых раковин.

Примеры: Среднекелловейские сидеритовые глины окрестностей г. Кромы; сидеритовые осадки продуктусовой свиты окрестностей г. Тулы.

3. „Шамозитовая“ фация — отсутствие активного избытка как кислорода, так и углекислоты; органическое вещество является химически активным, но большого избытка его в осадке не имеется; возрастает

активность свободного коллоидального кремнезема, который может накопляться в связи с тем, что среда имеет не столь ясно выраженную щелочную реакцию, как в первых случаях (?); граница окислительной и восстановительной среды совпадает с поверхностью осадка (?). В осадке накопление силикатов закиси железа (шамозит и др.).

Примеры: Шамозитовые руды Лотарингии; шамозитовая руда в окрестностях г. Богородска.

4. „Глауконитовая" фация — имеется некоторый избыток активного кислорода, недостаток органического вещества, которое все же оказывает еще заметное химическое действие и играет ... роль в процессах восстановления; постоянная борьба окислительной и восстановительной среды, так как граница между ними проходит в самых верхних сантиметрах осадка. Накопление в осадках минералов с переменным содержанием окиси и закиси железа (глауконит и пр.); фиксация щелочных металлов (K, Li, Rb) вследствие абсорбционных явлений; образование фосфоритов.

Примеры: Породы, заключающие глауконит и фосфорит.

5. „Окислительная" фация — избыток активного кислорода; полное или почти полное уничтожение органического вещества; граница между окислительной и восстановительной средой проходит глубоко в осадке; господствуют процессы окисления. В осадке возможно накопление большего или меньшего количества бурых окислов железа и марганца; фиксация в ряде случаев V, As; закисные соединения играют ничтожную роль и относятся к числу исключенных химических соединений.

Примеры: Керченские железные руды; кварцевые пески окрестностей ст. Люберцы под Москвой.

6. Фация „растворимых солей" (или фация химических осадков) — в ней законы седиментации осадков подчиняются точным, математически выраженным законам физической химии и хорошо всем известны по классическим работам Вант-Гоффа (за границей) и Н. С. Курнакова (в СССР).

Примеры: Стассфуртское месторождение; современные отложения Карабугаза» (там же, стр. 73—75).

Разбирая эту схему, нетрудно обнаружить в ней ряд интересных черт. Прежде всего, что означает зависимость породы, как физико-химической системы, от «химических свойств среды»? Что понимается в данном случае под средой: наддонная вода или иловая вода с растворенными в ней газами? Но связь с наддонной водой быстро прекращается по мере нарастания толщины осадка до 2—2,5 *м*, и наддонная вода перестает действовать на осадок задолго до окончания процессов диагенеза; следовательно, такое понимание среды здесь не подходит. Что же касается иловой воды с растворенными в ней газами, то если она и может считаться средой по отношению к твердым фазам осадка, то с таким же правом твердые фазы, вмещающие иловую воду + газы, могут считаться средой по отношению к ним. Стало быть, и такая трактовка не годится. Осадок в целом есть совокупность твердых, жидких и газообразных фаз, находящихся во взаимодействии в течение всего этапа диагенеза и изживающих неуравновешенность за счет своих ресурсов. *Средой для них могут быть только термодинамические условия, в которых находится эта неуравновешенная система.*

Таким образом, говорить о зависимости осадка от *химической* среды вскоре после его ухода на некоторую глубину от поверхности дна можно лишь по недоразумению.

Первый постулат Л. В. Пустовалова не отвечает природному ходу осадочного породообразования. Это — схема чисто умозрительная, полученная без изучения природных современных осадков.

То же самое приходится сказать и о «законе физико-химической наследственности». По мере погружения в глубокие горизонты земной коры

порода попадает во все новые термодинамические условия, которые нарушают более или менее установившееся в ней равновесие компонентов и вызывают серию новых физических и химических перестроек. Насколько они бывают существенны, видно, например, из работ А. В. Копелиовича, описавшего микростилолитовые структуры в песчаниках, конформные соотношения зерен, полученные путем растворения зерен на их контактах, и переход больших масс веществ в раствор с возникновением за их счет новых минералов. Нужно также иметь в виду, что породы не являются закрытыми системами. В них по порам и трещинам проникают подземные воды, создавая нечто вроде подземного выветривания, приводящего, например, к уничтожению некоторых неустойчивых обломочных минералов (эпидот, роговая обманка, биотит) и развитию новых (гидрослюды и каолин).

Иногда воды бывают сильно минерализованными и вообще не имеют ничего общего с водами бассейна, породившего осадок, с иными pH, Eh. Все это говорит о том, что ни о каком «законе физико-химической наследственности» говорить невозможно.

В природе существует закон прогрессивного и все усиливающегося изменения минерального состава, структур и текстур пород по мере их погружения в более глубокие горизонты. Но в первые моменты изменений термодинамических условий породы реагируют еще слабо и действительно удерживают в основных чертах свой первоначальный минеральный состав, структуры и текстуры; при дальнейших же переменах режима изменения все усиливаются, и от первичных черт породы остаются лишь реликты, с трудом узнаваемые.

Единственное, что действительно сохраняется от стадии диагенеза, это — восстановительный характер аутигенных минералов в изменяющейся породе. Но это лишь деталь в ее последиагенетической истории, и для нее едва ли следует устанавливать столь широкий и звучный закон физико-химической наследственности!

Обращаясь к выделенным морским геохимическим фациям, нужно отметить прежде всего, что *положение границы окислительной и восстановительной зон высоко над осадком, вблизи границы с осадком или уже внутри осадка ровно ничего не говорит о парагенезе возникших аутигенных минералов вообще и даже железо-марганцовых в частности.* Еще в 1959 г. мною было показано, что в мелководных илах кислородной полосы Черного моря, где граница окислительной и восстановительной зон проходит на глубине 1—2,5 *см* от поверхности ила, парагенез аутигенных форм железа практически не отличается от парагенеза в глубоководных илах сероводородной области, где над осадками стоит свыше 2000 *м* воды, зараженной сероводородом. Это было полностью подтверждено затем работами И. И. Волкова и В. Ф. Севастьянова (1968).

Сейчас стало совершенно очевидным и бесспорным, что парагенез диагенетических минералов железа и марганца в породах определяется не расположением границы окислительной и восстановительной зон высоко или низко над осадком или в нем самом, а тем, *сколько в осадке органического вещества, насколько оно свежо и активно, а также тем комплексом твердых фаз, на который оно воздействует.*

Если придавать решающее значение положению границы окислительной и восстановительной зон, то нельзя уйти от вопроса, а что же будет делаться с осадком шамозитовой, глауконитовой и окисной фаций при последующем накоплении отложений? Ведь тогда неизбежно осадок, бывший вначале в окислительной зоне, перейдет в восстановительную, где и будет очень долго пребывать. Какие перестройки это вызовет? Этот элементарный вопрос перед Л. В. Пустоваловым даже не возникал, а ведь в природе указанное передвижение границ окислительной и восстановительной зон непрерывно происходит в процессе осадконакопления. В этом

примере особенно отчетливо видно, насколько далек был от природы Л. В. Пустовалов, когда конструировал свои «морские геохимические фации».

Еще два момента. Л. В. Пустовалов говорит, что уже в глауконитовой фации имеется «некоторый избыток кислорода», а для окислительной характерен вообще «избыток кислорода». Спрашивается, избыток против чего? Против какой нормы? В придонной воде? Тогда как он получается? Все эти элементарные вопросы остаются без ответа. Кстати, керченские бурожелезняковые руды представляют собой зону окисления закисно-окисных руд (см. выше), и поэтому даже с точки зрения Л. В. Пустовалова их следует отнести не к морским геохимическим фациям, а к «зоне континентального геохимического противоречия». То же относится к люберецким пескам и тульским и липецким железным рудам, так что его морская и континентальная окисная геохимическая фация оказалась выделенной, в сущности, по недоразумению.

Можно было бы еще много говорить о схеме геохимических фаций Л. В. Пустовалова. Но и из сказанного очевидно, что она не имеет ничего общего с природой. Я не говорю уже о том, что в схеме в целом не видно общего принципа выделения геохимических фаций. В этом отношении прав был Б. П. Кротов, когда писал, что «благодаря смешению классификационных признаков вся классификационная таблица геохимических фаций у Пустовалова является чрезвычайно путаной, и некоторые его геохимические фации, совершенно сходные по физико-химическим условиям, ... выделены у него в особые геохимические фации» (Кротов и др., 1935, т. II, стр. 397).

Так выглядит дело сейчас в историческом аспекте. Но в момент появления схемы она очень многими геологами воспринималась как открытие, да и в самом деле была для них открытием, учитывая их полное незнакомство с современным осадочным процессом. Действовала, конечно, также правдоподобность неожиданной и свежей геохимической концепции, позволяющей как будто что-то понимать в осадочном породообразовании. Умозрительный и далекий от природы характер концепции был ясен в те годы, пожалуй, только немногим.

Весьма интересная эволюция взглядов произошла у А. Д. Архангельского. Во время работы в «фосфоритной комиссии», над верхнемеловыми отложениями и над нефтепроизводящими свитами (1927) Архангельский был отчетливым сторонником биогеохимической концепции, хотя и без тех «палеофизиологических» крайностей, в которые впадал Я. В. Самойлов (об этом он и писал в одной из статей). Но вот А. Д. Архангельский начинает заниматься бокситами, геохимией железных руд и сразу становится сторонником физико-химических концепций. Любопытно при этом, что теория хемогенного образования бокситов, развиваемая им, находится, как уже говорилось выше, в полном противоречии с физико-химическими свойствами Al_2O_3, которые исключают сколько-нибудь значительную миграцию глинозема в растворенном состоянии в речных водах, как это и было доказано позже Ю. К. Горецким (1960). Все строится лишь на вере в высказывания А. Е. Ферсмана об «исключительной подвижности глинозема в зоне гипергенеза». Заведомо неверно утверждение, будто накопление глинозема в тропиках, принимаемое подавляющим большинством исследователей за конечное звено латеритного выветривания, не является таковым, а представляет собой озерное образование. Сейчас ошибочность этой трактовки стала совершенно очевидной. Ясной стала недостаточность апелляций А. Д. Архангельского к наличию Al в современных речных и морских водах, ибо, помимо мизерности содержаний его в растворе, остается неясным, присутствует ли алюминий в виде свободной гидроокиси или же в составе золя какого-то алюмосиликата. Хемогенная концепция генезиса бокситов, столь широко распространенная

в 30-е годы и позже, которую очень долго исповедовал и автор этих строк, имеет все-таки более чем слабое физико-химическое обоснование.

В то же время в работе «Типы бокситов СССР и их генезис» (1937) А. Д. Архангельский формулирует весьма любопытную схему, которую никак не назовешь иначе, как схемой химической дифференциации. В этой схеме в озерных котловинах юрского возраста на Урале вблизи берега выпадали Al_2O_3 и TiO_2 с некоторым количеством железа, дальше от берега — окисное железо частично с SiO_2. В некоторых случаях в центре бассейна отлагались глины с конкрециями известняка. «*Таким образом,* — пишет А. Д. Архангельский, — *выделение веществ, приносимых в озеро впадавшими в последнее текучими водами, происходило в определенной последовательности*» (Архангельский, 1937, стр. 487). Для морских бассейнов устанавливается аналогичная последовательность для верхнего девона западного склона Урала: в Катавском районе — бокситы и диаспор-железистые руды, западнее, на Урале же и на Тимане — доманиковые отложения, изобилующие кремнеземом; последний, как более подвижный, уходит от континента (который мыслился в это время на Урале) дальше, чем Al_2O_3 и Fe_2O_3.

Любопытно, что даже М. С. Швецов, в общем-то не склонный к физико-химическим построениям, в работе о динантском бассейне, явно под влиянием идей А. Д. Архангельского, все же сформулировал отчетливую схему химической дифференциации Al_2O_3, Fe и SiO_2. В угленосное время, по его словам, с Балтийского щита в область Подмосковья сносилось много продуктов латеритного выветривания, в том числе и названные выше компоненты, причем перенос их «происходил в растворенном состоянии». Транспортировка этих продуктов водами осуществлялась на разное расстояние от источника. «Наиболее далеко и более равномерно распространялись кремнезем и железо, причем последнее на юге выпадало уже исключительно в виде закисных сернистых соединений (скопления желваков серного колчедана). Наименее далеко и равномерно распространился Al_2O_3, выпадавший из растворов наиболее быстро и давший на севере залежи бокситов, а южнее мощные толщи сухарных глин ... и, наконец, на юге лишь спорадические слои или линзы последних с небольшими выделениями Al_2O_3 в более мощных толщах каолина» (Швецов, 1938, стр. 67).

Опытами построения физико-химических концепций являются теория доломитообразования Б. П. Кротова (1923), позже своеобразно трансформированная Н. Н. Смирновым (1930) и Л. В. Пустоваловым (1937), статья А. Е. Рыковскова (1932) о происхождении бессульфатного и сульфатного типов калийных месторождений, гипотеза А. В. Казакова (1937, 1939) о хемогенном происхождении фосфоритов. Все эти авторы, в конечном счете, так или иначе базировались на данных не только физико-химии, но и современного осадконакопления, что не помогло, однако, некоторым из них избежать ошибочных решений. Впрочем, за исключением А. В. Казакова, ознакомление с современными осадками было не только чисто литературным, но и довольно ограниченным.

Окидывая общим взглядом попытки физико-химических истолкований разных осадочных образований в 30-х годах, можно видеть, что они охватили широкий круг вопросов и были весьма неодинаковы по методике построения. К сожалению, в этом направлении с большой легкостью возникали концепции чисто умозрительные и дедуктивно-умозрительные, которые, хотя и иллюстрировались отдельными примерами, в целом были далеки от природы. Иногда же хемогенный генезис породы допускался даже вопреки физико-химическим свойствам породообразующего элемента. Все эти недостатки, впоследствии изжитые, объясняются, конечно, тем, что литология находилась в 20—30-е годы на первом этапе

своего самостоятельного развития, опыта создания теоретических схем еще не было (он только накапливался), а сведения о современном осадочном процессе, недостаточные вообще, некоторыми исследователями просто игнорировались.

4. Попытки объективной проверки биогенной и физико-химической концепций

Наряду с работами, в которых четко проводилась либо биогенная, либо хемогенная концепция, в 30-е годы были выполнены исследования, задачей которых была объективная проверка достоверности обеих концепций на конкретных примерах.

Одной из них была статья А. Д. Архангельского и Е. В. Рожковой (1932) о накоплении меди в осадочных породах. Проверялась гипотеза Я. В. Самойлова о внесении меди в осадок организмами и о биогенном происхождении медистых песчаников Приуралья и других месторождений.

Для проверки были проанализированы на медь 123 образца разных типов пород, начиная от третичных до кембрийских включительно, и 8 образцов современных осадков: 3 из Черного моря, 5 из Белого и Баренцева морей. У 31 образца древних пород и 3-х современных одновременно определялось содержание $C_{орг}$.

Результаты анализов оказались чрезвычайно любопытными. «Почти во всех ... случаях, когда в породах находится значительное количество органического вещества, в них имеется и медь». У пород, «лишенных органического вещества или содержащих лишь незначительное его количество ..., в большинстве или по меньшей мере в 50% случаев медь вовсе отсутствует». При этом «отношение Cu/C с замечательным постоянством удерживает свою величину для целого ряда образцов. Если взять кембрийские, девонские, нижнепермские, верхнеюрские и часть эоценовых пород, а также современные глубоководные черноморские осадки, то величина отношения Cu/C колеблется в очень узких пределах — от 0,001 до 0,002, т. е. остается почти постоянной. В нижнемеловых отложениях южного склона Кавказа оно уменьшается до 0,0005, а в эоценовых и лейасовых сланцах той же области повышается до 0,0036—0,0041...» (Архангельский, Рожкова, 1932, стр. 300).

«Таким образом, приходится признать, что связь меди с органическим веществом в осадках и породах объясняется тем, что этот металл переносится в осадки организмами, как это и допускал Я. В. Самойлов» (там же, стр. 305).

Иначе обстоит дело с верхнепермскими отложениями. «Бросается в глаза, что в верхнепермских породах медь присутствует и тогда, когда они совершенно лишены органического вещества или содержат лишь ничтожное количество его; ... именно к таким породам приурочены особенно крупные скопления меди в Приуралье ... Можно, конечно, думать, что органическое вещество в породах не сохранилось, но, принимая во внимание, что значительная часть пород представляет образования континентальные, предполагать возможность скопления в них большого количества органического вещества затруднительно» (там же).

Весьма существенные результаты дает рассмотрение географического размещения содержаний меди в татарских и казанских породах.

«Образцы татарских пород можно подразделить на три группы. Одна из них происходит из западной части площади, занятой татарскими отложениями, из района, лежащего приблизительно на меридиане Нижнего Новгорода; здесь из 16 анализированных образцов лишь в трех

оказалась медь. Вторая группа образцов относится к берегу Волги на меридиане Казани, т. е. из района, расположенного значительно восточнее предыдущего; здесь ... из семи образцов лишь два не содержат меди. Третья группа происходит уже из Заволжья, с р. Суруги, правого верхнего притока р. Сока; из пяти образцов медь содержат два. Едва ли эти цифры можно истолковать иначе, нежели как ... указание на то, что количество меди в татарских породах увеличивается ... с приближением к Уралу.

Из казанского яруса ... проанализированы только образцы из бассейна Сока; из 21 образца медь оказалась в 11, причем содержание ее здесь ... 0,012 и даже 0,015%. В западных частях площади распространения казанских отложений они представлены ... известняками и доломитами, не содержащими меди, а что касается до восточных, приуральских, частей ее, то здесь к континентальным эквивалентам казанских пород именно приурочиваются типичные медистые песчаники, в отдельных участках которых содержание меди возрастает до нескольких процентов ... Все как будто говорит за то, что источник меди находится на Урале и что она попала в пермские отложения частью механическим путем в виде обломочных частиц, частью же в виде растворов». Одновременно с медью с Урала поступали и другие элементы. «Так, в самих медистых песчаниках Приуралья встречается ванадий, частью в виде особого минерала — фольбортита, частью же в рассеянном состоянии. Далее, среди верхнепермских пород довольно широким распространением пользуется хром в виде минерала волконскоита. Наконец, что особенно характерно, в артинских отложениях бассейна Чусовой и Уфы в заметных количествах встречаются золото и платина...» (там же, стр. 306).

«Подводя итоги сказанному, мы можем прийти к следующим выводам. Мысль Самойлова, что медь может приноситься в осадки и осадочные породы с телом организмов, получает на основе проработанного нами материала подтверждение. Материал этот говорит, однако, что концентрация меди, приносимой таким путем, остается очень малой и содержание меди не превышает ... нескольких тысячных и, как исключение, немногих сотых долей процента. Одновременно с этим выясняется, что с кембрия и до наших дней количество меди в органическом веществе осадочных пород остается приблизительно одинаковым. Что касается предположений Самойлова о пышном развитии в пермском периоде богатых медью организмов и об органогенном происхождении месторождений меди в осадочных породах, то выводы эти являются, несомненно, ошибочными и основаны на заведомо неправильной методике исследования. Медистые песчаники и аналогичные им месторождения связаны с разрушением других, коренных месторождений меди и могут явиться надежными указателями для поисков последних» (там же, стр. 307).

Другая проверка биогеохимической концепции была сделана мною на геохимии железа — объекте, на котором она была в значительной мере в свое время создана.

Рассмотрение исчерпывающей к тому времени (1940 г.) литературы по железобактериям, их морфологии, физиологии и экологии, решило «вопрос о роли [этих организмов] в общем круговороте железа в зоне гипергенеза совершенно недвусмысленно: их роль в этом процессе хотя и не исключительна, но несомненно очень велика. Чем дальше идет изучение железобактерий, тем отчетливее выступает это положение, и в настоящий момент его следует рассматривать, по-видимому, как прочно установленное» (Страхов, 1947а, стр. 241).

Иначе складывается дело, когда обращаемся к изучению железных руд, современных и болотных. Если железобактерии действительно

играли роль в их формировании, в рудах должны сохраниться следы их былого наличия.

Исследований такого рода немного, но результат их довольно отчетливый. В 1910 г. Г. Молиш подверг болотные руды микроскопическому изучению, причем из 60 просмотренных им образцов только в четырех можно было обнаружить более или менее отчетливые бактериальные структуры. Совсем не обнаружил их Н. Г. Габерт при изучении болотных руд долины р. Адлер. Причина выяснилась лишь после исследования болотных руд Белоруссии. Оказалось, что окисные болотные руды возникают в результате поверхностного окисления первичных сидеритовивианитовых накоплений, в формировании которых железобактерии, по сути их физиологии, никакого участия принимать не могли.

Аналогичные результаты дало микроскопическое изучение современных озерных руд. А. А. Иностранцев (1877), исследовавший руды 165 озер Олонецкого края, ни в одном образце не обнаружил чего-либо сходного с известными тогда нитчатыми железобактериями. Е. Науман, неоднократно микроскопировавший руды, не нашел в них ничего, кроме загадочных «кокков» типа *Monosiderocapsa*. «Но эти тела размером примерно в 1 μ, — добавляет он, — которые иногда живо напоминают маленькую *Siderocapsa*, могут быть в действительности образованы чисто химическим путем ... Отсюда вытекает, между прочим, требование — с величайшей осторожностью принимать указания на бактерии в древних и новых осадках» (Naumann, 1930, стр. 243).

«Еще хуже обстоит дело с ископаемыми озерно-болотными рудами. Ни в одном исследовавшемся образце до сих пор не было обнаружено никаких следов бактериальных структур. Сторонники биогенной теории объясняют это тем, что тонкие и деликатные бактериальные оболочки быстро разрушаются в процессе последующих (диагенетических) изменений руды. Для некоторой части руд, например, гидрогётитовых ... руд эйфельского типа и др., такое объяснение принципиально возможно, хотя отнюдь не бесспорно. Но для других категорий, как, например, для всех сидеритовых месторождений, оно неприложимо принципиально, ибо в возникновении концентраций $FeCO_3$ железобактериям с их окислительной функцией перевода Fe^{2+} в Fe^{3+}, по существу, делать нечего. Точно так же неприложимо оно и к сложным гидрогётит-шамозит-сидеритовым рудам типа халиловских и приаральских, ибо слагающие их оолиты-бобы и цемент представляют теснейшее сингенетическое переплетение гидрогётита, шамозита и (частью) сидерита, из которых ни второй, ни третий минералы еще не констатированы в числе продуктов жизнедеятельности железобактерий и по самому составу своему (наличию крупных масс FeO) едва ли могут быть связаны с ними» (Страхов, 1947а, стр. 245).

«Пока железобактерии рассматривались как пресноводные организмы, допущение биогенного происхождения морских железных руд даже у биогеохимиков мыслилось только как возможное. Но с той поры, как в 1922 г. Ж. Грунер описал из руд морской докембрийской формации Бивабик (США) образования, внешне напоминающие нитчатые железобактерии, а в 1926—1928 гг. Б. В. Перфильевым и В. П. Буткевичем было установлено действительное наличие железобактерий в современных морях, эта возможность в устах приверженцев биогенной теории превратилась в достоверность. Как будто железобактерии уже в силу того, что они вообще живут в море, непременно должны участвовать в формировании морских железорудных накоплений! При этом упускают из виду два существенных обстоятельства. За исключением сомнительных „железобактерий“ из формации Бивабик, ни в одном из исследованных (гораздо более геологически молодых. — *Н. С.*) образцов ископаемых морских железных руд до сих пор ничего, даже напоминающего

железобактерии, не установлено. Обнаружены перфорирующие водоросли, тончайшие пелитовые и псаммитовые включения, скрупулезнейшие деформации составляющих оолиты оболочек, их иногда тонковолокнистое строение, но ни малейших следов бактериальных структур не найдено, хотя железобактерии отнюдь не всегда столь микроскопичны, чтобы остаться незамеченными при микроскопическом изучении ... Причина отсутствия бактериальных структур в морских железных рудах, конечно, не в условиях их сохранения, а в минералогическом составе подавляющей массы руд, составе, который исключает (или же делает крайне мало вероятным) участие в их формировании железоорганизмов, ибо основную, решающую часть морских руд образуют чисто сидеритовые или оолитовые гидрогётит-шамозит-сидеритовые накопления, с теснейшим первичным (сингенетичным) переплетением трех названных минералов и в оолитах, и в цементе...

...Таким образом в группе морских железорудных накоплений биогенная теория находит еще меньше фактических опор, чем в группе руд озерно-болотных» (там же, стр. 246).

Автор попытался рассмотреть, насколько поддерживают биогенную теорию генезиса железных руд историко-геологические закономерности их распространения, часть которых уже была выше изложена, а другая излагается ниже. И пришлось констатировать, что «возникновение и исчезновение железорудных эпох, пространственная локализация руд в течение отдельных эпох — от начала до конца регулировались чисто геологическими факторами: движениями земной коры, размещением климатических зон, геоморфологическими, литологическими и тектоническими особенностями субстрата на разных участках литосферы» (там же, стр. 249).

Вывод из этого мог быть только один: «Выпадение железа из растворов представляло в решающей основной массе чисто химический окислительный и коллоидно-химический процесс» (там же).

В итоге получается неожиданная и довольно интересная ситуация. «В общем круговороте железа в зоне гипергенеза роль железобактерий, если основываться на всех современных данных по их биологии и распространению в природе, должна быть признана несомненно очень большой..., участие железобактерий в рудоотложении было случайным, ничтожным и не имело сколько-нибудь заметного значения» (там же, стр. 249).

Этот вывод по смыслу своему совпадал с тем, к какому пришли А. Д. Архангельский и Е. В. Рожкова относительно роли организмов в формировании медных руд.

«Спрашивается, — писалось в заключении монографии, — можем ли мы продолжать удерживать ее (биогенную концепцию. — *Н. С.*) по отношению к месторождениям прочих элементов, например Cu, V, Ba и др.? Просмотр соответствующей литературы показывает, что у всех этих элементов появление гипергенных концентраций во времени и размещение их в пространстве также целиком определяется геологическими и геохимическими факторами. ...Это позволяет уже сейчас обобщить наше отрицательное заключение. Хотя подавляющая часть элементов земной коры в зоне гипергенеза при разнообразных миграциях и проходит (в большей или меньшей части своей) через тело организмов, процесс формирования их гипергенных месторождений идет без сколько-нибудь заметного участия живых существ. Вообще оказывается что гипергенный рудный процесс никак нельзя представлять себе полностью в тех же формах и причинных соотношениях, что и обычное нерудное осаждение соответствующего соединения. Отличие рудного процесса от нерудного не только количественное, но и качественное, и, в частности, биологический фактор, который в общем круговороте отдельных

элементов может иметь крупное значение, в рудоотложении никакой роли не играет.

Совершенно не случайно поэтому, что так практически бесперспективны в смысле направления поисков любые разновидности биогенных теорий и, наоборот, успешны поиски, вдохновлявшиеся чисто геологическими концепциями (фосфориты, Mn на Урале и в Горной Шории, бокситы СССР)» (там же, стр. 250).

Итак, в итоге влияния геохимии и физической химии, а также историко-геологического анализа биогенная концепция, возникшая на базе изучения современных процессов и столь успешно развивавшаяся в течение многих лет, в 30-х годах довольно быстро теряет кредит у литологов. Начинается быстрый расцвет чисто физико-химических концепций, идущих из геохимии, который в 40-х и в начале 50-х годов достигает апогея и становится такой же модой и в ряде случаев таким же шаблоном, каким была до того концепция биогенная. Позже соотношения их вновь изменятся и, так сказать, урегулируются, но об этом — в следующей части книги.

5. Первые идеи о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых пород

Одной из новых идей, начавших, хотя и очень слабо, проникать в сознание геологов в 30-е годы, является идея о вулканогенном процессе как источнике материала для формирования осадочных пород и руд. В нашей геологической литературе она не была оригинальным открытием, а импортирована из-за рубежа и высказана впервые даже не литологами, а региональными геологами, геологами-стратиграфами, рудниками. В самом деле, одним из первых ее формулировал в 1932 г. Л. С. Либрович, изучая силурийские и девонские эффузивно-туфовые отложения Таналык-Баймакского района Южного Урала; им были подчинены горизонты яшм, генезис которых Л. С. Либрович связывал с вулканизмом через подводные излияния гидротерм. Аналогичная точка зрения была высказана Н. Г. Кассиным относительно яшм в нижне- и среднедевонском комплексе Северо-Западного Казахстана. Н. А. Штрейс (1938), работавший в Спасско-Успенском синклинории Центрального Казахстана, наблюдая тесную связь железо-марганцовых руд с вулканогенно-осадочными породами, пришел к выводу, что такой же генезис имеют и сами руды. В этой работе указано, что таким же образом он трактовал еще в самом начале 30-х годов и генезис бокситов Северного Урала. Одновременно с Н. А. Штрейсом вулканогенно-осадочный генезис яшм и марганцовых руд Южного Урала признали Д. Д. Топорков и К. Е. Кожевников (1938). Но в «Курсе рудных месторождений» В. А. Обручева тип вулканогенно-осадочных руд еще не выделялся, а в курсе «Петрографии осадочных пород» М. С. Швецова описывались лишь пирокластические породы.

Таким образом, по «периферии литологии», если можно так выразиться, у нас уже бродили и неоднократно высказывались мысли о вулканическом процессе как источнике вещества осадочных пород, но в литологию они еще почти не проникали.

Автор этих строк был, кажется, первым из наших литологов, кто совершенно отчетливо и уверенно заговорил об аклиматическом вулканогенно-осадочном генезисе ряда железо-марганцовых руд и кремнистых пород, а также сульфидов железа, с которыми ассоциируют сульфиды

свинца, цинка, меди, накапливающиеся в больших количествах. На стр. 95—97 монографии о железорудных фациях, на основании зарубежных материалов была кратко описана специфика морфологии этих образований, их состава и локализации. Они трактовались как «характернейшие образования геосинклинальных областей в эпоху их интенсивных прогибаний, когда в этих участках коры преобладают растягивающие усилия и по открывающимся трещинам происходит мобилизация магмы» (Страхов, 1947а, стр. 97). При составлении фациальных профилей Al-Fe-Mn руд в классификационной таблице была выделена специальная рубрика «осадочно-эффузивные железные руды», причем для железа и марганца эта рубрика была заполнена рядом объектов как зарубежных, так и советских, для бокситов же было поставлено: «нет (?)» — со знаком вопроса (там же, стр. 156—158). На базе этих таблиц были построены затем графические фациальные профили Al-Fe-Mn руд и SiO_2 (там же, стр. 154).

Однако идея о вулканогенно-осадочном происхождении осадочных пород и руд чрезвычайно туго проникала в сознание литологов 30-х годов и еще долго позже. Безусловно господствовала концепция образования их за счет разрушения континентов экзогенными процессами. Сами критерии выделения вулканогенно-осадочных образований казались неясными и сомнительными. Для меня, как и для немногих других, писавших на эту тему, основным критерием была теснейшая ассоциация тех или иных пород с вулканическими комплексами, а также специфический состав и морфология этих пород, т. е. то, что теперь называют парагенезом пород. Но для подавляющего большинства литологов, да и рудников и геологов, эти критерии, по-видимому, не были убедительными, откуда проистекала настороженность к этому кругу идей и «отталкивание» от них, очень ярко сказавшееся, например, у А. Г. Бетехтина. Была сделана даже попытка разобраться в достоверности критериев в этом вопросе; я имею в виду небольшую статью А. Д. Архангельского «К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР». Судя по текстуальным совпадениям с бокситовой монографией, она писалась около 1934 года, хотя была опубликована в 1936 г. В этой статье предлагается методика решения вопросов, связанных с генезисом кремнистых пород, одним из труднейших в литологии.

Беря вопрос в чисто логическом плане, можно наметить, по крайней мере, шесть его решений:

1. Источник только экзогенный
   - 1. Биогенное осаждение SiO_2 с последующей переработкой раковин в диагенезе в аморфное опаловое вещество, частично или полностью
   - 2. Чисто хемогенное осаждение SiO_2 из воды
   - 3. Смешанный биогенно-хемогенный генезис

2. Источник вулканогенный
   - 4. Биогенное осаждение SiO_2 с последующей частичной или полной переработкой скелетных остатков в аморфное опаловое вещество
   - 5. Чисто хемогенное осаждение SiO_2
   - 6. Смешанный биогенно-хемогенный генезис

Мне уже приходилось отмечать, что если существует несколько логически возможных решений вопроса, то все они рано или поздно будут найдены и у всех будут свои верные адепты. То же случилось, конечно, и в вопросе о генезисе кремнистых пород, который уже в 20—30-е годы был тем самым достаточно запутан. А. Д. Архангельскому казалось, что он нашел способ выйти из существующей неопределенности и получить убедительное решение вопроса.

Он идет вначале чисто умозрительным путем: «Мы должны попытаться, — пишет он, — чисто теоретически представить себе те условия, которые могут благоприятствовать отложению кремнезема на дне морей, а также те явления, которые должны сопровождать этот процесс» (Архангельский, 1936, стр. 868).

Эти теоретические условия таковы: «Если кремнистые породы являются химическими осадками, связанными с процессами выветривания, то параллельно с их отложением как в водном бассейне, где происходит выделение кремнезема, так и на суше, с которой последний заимствуется, должны возникать и другие характерные минеральные тела и породы. Если начинать с суши, то на ней мы должны встретить развитие мощной коры выветривания», либо какие-то следы ее былого существования в виде каолинов в озерных и даже в морских отложениях. «При разложении силикатов освобождаются и образуют растворы ... не только кремнекислота, но и соединения железа и алюминия; эти соединения, подобно кремнекислоте, попадают вместе с водою потоков в море и там осаждаются, образуя железные и железо-алюминиевые руды, частью типа шамозита, частью же типа боксита. Часть этих растворов может и не достигать моря, и тогда упомянутые руды и кремнезем будут отлагаться в озерах и болотах на суше ... При выделении из раствора веществ, приносимых в море реками, в первую очередь, близ берегов, должны осаждаться железные руды и бокситы, а также соединения типа шамозита и глауконита; значительная часть кремнезема может быть унесена течениями в растворе дальше в море и выделиться там почти в чистом виде» (там же, стр. 868, 869).

Такова теоретическая схема. А. Д. Архангельский приступает далее к ее проверке на семи стратиграфических горизонтах Русской платформы, Урала, Казахстана.

1. «Обращаясь к морским отложениям верхнесилурийского и нижнедевонского времени, мы находим среди них ... на восточном склоне Северного Урала бокситы и диаспор-шамозитовые руды» (там же, стр. 870). В этих же отложениях восточного склона Урала и Восточного Казахстана возникли яшмы, в которых основная масса сложена бесструктурным опалом, в котором много панцирей радиолярий. «Таким образом, здесь появляются те химические осадки, которые, согласно нашим теоретическим представлениям, должны отлагаться в морском бассейне одновременно с кремнеземом, если последний является принесенным с суши продуктом выветривания алюмосиликатных пород. К величайшему сожалению, мы пока не можем решить, строго ли одновременными образованиями являются бокситы, шамозитовые руды и яшмы, но во всяком случае присутствие тех и других в отложениях одних и тех же геологических ярусов невольно привлекает к себе большое внимание» (там же). Пример, следовательно, не из удачных.

2. В верхнем девоне Урала и Тимана отлагаются сильно кремнистые доманиковые слои, а на западном склоне Южного Урала — диаспор-шамозитовые, гематитовые и алюминиевые руды. Здесь теоретическая схема как будто подтверждается, но доманик располагается все же стратиграфически ниже горизонта диаспор-шамозитовых руд (Страхов, 1939а). Стало быть, опять не то.

3. Нижний карбон Подмосковного бассейна характеризуется наличием железистых тихвинских бокситов, каолиновых глин и кварцевых песков; его морские отложения богаты кремнями. Как будто, опять получается соответствие теоретической схеме и кремни должны трактоваться как возникшие за счет экзогенного материала. Правда, о точной возрастной корреляции тут говорить трудно, и А. Д. Архангельский ограничивается только «первым приближением». Но относить бокситы южного крыла Подмосковного бассейна и Журавлинку к этому же вре-

мени, как это он делает здесь, конечно, отнюдь нельзя; это поздние эпигенетические образования, и втискивать их в теоретическую схему невозможно. «В морских каменноугольных отложениях Европейской части СССР железные руды и бокситы неизвестны, но они имеются в нижних горизонтах среднекаменноугольных известняков Таджикистана и Киргизии. Таким образом, в отложениях каменноугольной системы мы имеем весь тот комплекс химических осадков, который должен возникать в результате выветривания алюмосиликатных пород» (Архангельский, 1936, стр. 871). Вывод, надо сказать, в таком виде неожиданный и способный вызвать только удивление, ибо соотношения в нижнем карбоне автоматически распространяются на всю каменноугольную систему.

4+5. «Мощная кора каолинового выветривания залегает в основании юрских отложений восточного склона Урала, Восточного Казахстана и Западной Сибири» и одновременно «каолиновые глины, железные руды и бокситы чрезвычайно распространены ... в озерных континентальных юрских отложениях этих областей» (там же). Сопоставление, конечно, несколько натянутое, ибо кора все-таки лежит *под* рудами, а не синхронична им. Но главное даже не в этом, а в том, что «морских отложений того же возраста мы не знаем (в соседних районах. — *Н. С.*), и поэтому не можем сказать, происходили ли в нижнеюрское время в море отложения кремнистых осадков» (там же). Опять пример не из удачных для цели, поставленной автором. «Неизвестны нам также с достоверностью континентальные отложения верхней юры, которые могли бы отвечать по возрасту кремнистым породам Сарыгула» (там же, стр. 871, 872). Новая осечка.

6. «Континентальных эквивалентов верхнемеловых кремнистых отложений мы пока не знаем; неизвестны также бокситы этого возраста; слабое железное оруденение в основании сантонских отложений кое-где имеется, но настоящие руды неизвестны. То же самое приходится сказать и относительно палеоценовых пород» (там же, стр. 872). Нижнесантонскими железными рудами А. Д. Архангельский считал, очевидно, хоперские руды, которые в действительности относятся к датскому времени (П. Л. Безруков). Пример, следовательно, ни о чем не говорит.

7. «Эоценовые и верхнемиоценовые породы на Украине нередко подстилаются корой каолинового выветривания и содержат в себе вторичные каолины, однако можно думать, что выветривание, создавшее эти каолины, происходило не в нижнетретичное, а в значительно более раннее время. Значительных скоплений железной руды мы среди отложений этого возраста не знаем» (там же). Стало быть, и кремнистость олигоценовых пород в теоретическую схему ввести нельзя.

Когда вдумываешься в эти семь примеров, которыми А. Д. Архангельский хотел разъяснить генезис кремнистых пород и подтвердить свою исходную схему и самую методику решения поставленной задачи, то единственный вывод, который напрашивается, это то, что методика не годится, теоретическая схема никак не воплощается в фактах и что генезис кремнистых пород таким образом решить нельзя. И с тем большим удивлением читаешь, затем, что «можно, мне кажется, прийти к заключению, что предлагаемая методика исследования приводит к удовлетворительным результатам. В отношении палеозойских кремнистых пород, происхождение которых представляется особенно неясным, применение этой методики дает совершенно определенные указания на то, что они, если не целиком, то в значительной мере возникли за счет первичного химического осаждения кремнезема на дне моря и что кремнезем заимствован из процессов выветривания на суше. Другая часть кремнезема и в этом случае, конечно, могла возникать

за счет кремневых организмов, для которых при повышенном притоке продуктов выветривания создавались, вероятно, особенно благоприятные условия существования. Наконец, для среднедевонских и более древних пород нельзя при современном состоянии наших знаний исключить и вулканогенное происхождение части кремнезема ... В отношении мезозойских и третичных кремнистых пород у нас нет никаких определенных указаний на терригенно-химическое происхождение их. Наоборот, чрезвычайное обилие остатков кремневых организмов во многих из них заставляет думать, что главным фактором литогенеза в данном случае были организмы ... Я думаю, однако, что терригенно-химический кремнезем и здесь играет некоторую роль» (там же).

Нет, ничто в этих выводах не оправдывается фактами, изложенными в работе! Методика оказалась просто не реализуемой из-за неполноты геологической летописи. А взгляды, высказанные в заключение, в сущности, не нуждаются в материале всех предыдущих страниц. Это — просто кредо исследователя, с которым можно соглашаться, а можно и не соглашаться. И оно ни на иоту не подвинуло вперед действительное познание генезиса кремнистых пород.

Но статья А. Д. Архангельского все же весьма поучительна в двух отношениях. Во-первых, она очень ярко демонстрировала развившееся в нашей литологии в 30-х годах стремление подняться от разъяснения генезиса отдельных пород к конструированию схем, коррелирующих образование одних пород с генезисом других, пользуясь методами физико-химических дедукций, которые затем иллюстрируются примерами. Во-вторых, она показала очень большую опасность этого метода, когда даже такой реалистически мыслящий и эрудированный исследователь, как А. Д. Архангельский, настолько увлекается и ослепляется удачно сконструированной «теоретической схемой», что перестает замечать, что факты-то ведь не отвечают этой схеме и метод неудачен. Что же говорить о других, более молодых, увлекающихся и гораздо менее эрудированных исследователях. Мы это видели выше и еще увидим дальше.

Несомненно, что внедрение физико-химических и геохимических представлений в литологию 30-х годов само по себе было явлением прогрессивным, и впоследствии, когда научились правильно пользоваться этими представлениями, они принесли нашей науке много пользы. Но в 30-х годах, при первом ознакомлении с ними, иногда возникали и — что особенно характерно — длительно существовали концепции, довольно курьезные и сейчас даже кажущиеся удивительными.

6. Опыты историко-геологического анализа осадочного процесса

К 20-м и 30-м годам относится зарождение в нашей науке еще одного идейного направления, которое можно назвать историко-геологическим. Суть его заключается в том, что изучаются не сами породы, как таковые, а закономерности их стратиграфического распределения в общем разрезе земной коры, размещение по основным тектоническим структурам, наконец, связь пород с движениями литосферы, как местными, так и региональными, вплоть до глобальных. Это чисто эмпирический подход к исследованию, но принципиально он несомненно мог вскрыть некоторые существенные стороны литогенеза, пропускавшиеся при обычном фациально-генетическом его изучении.

Родоначальником этого направления является А. Д. Архангельский. Еще в работе 1923 г. («Введение в изучение геологии Европейской России») он обратил внимание на то, что в верхнем палеозое Русской платформы трансгрессии моря всегда сопровождались отложением извест-

ковых толщ, регрессии же — развитием доломитных, доломитно-сульфатных, красноцветных. В более широком аспекте историко-геологический подход к изучению осадочного процесса был продемонстрирован в статье А. Д. Архангельского о фосфоритах СССР, написанной в 1928 г. для Международного геологического конгресса (в Мадриде). Ее выводы уже были подробно изложены в предыдущей части, где говорилось о «фосфоритной комиссии». Напомню, что в ней дается стратиграфическое размещение известных тогда месторождений фосфоритов СССР и показывается их распределение между платформенными и геосинклинальными регионами. Выявляется резко выраженное тяготение фосфоритов к мезозойским отложениям платформ, крайняя бедность ими более древних отложений вообще и геосинклиналей в частности. Последнее обстоятельство А. Д. Архангельский объяснял быстротой седиментации в геосинклинальных зонах, редкостью в них перерывов осадконакопления и общей замедленностью его во многие эпохи на платформах; к этим перерывам седиментации и ее замедлениям и приурочивалось платформенное фосфоритообразование.

В последующих работах А. Д. Архангельский неоднократно возвращался к историко-геологическому исследованию, особенно в сводных работах по геологии СССР. Подводя итоги палеозойскому, а потом и более молодым этапам геологической истории, А. Д. Архангельский неоднократно отмечал особенности осадконакопления на платформах и геосинклиналях, которые он видел и в разных мощностях одновременно накапливавшихся пород, и в разном наборе их, и даже в индивидуальных особенностях одноименных пород, например полимиктовости песчаников в геосинклинальных областях, олигомиктовости — в платформенных, богатстве $C_{орг}$ геосинклинальных известняков и бедности им платформенных и т. д.

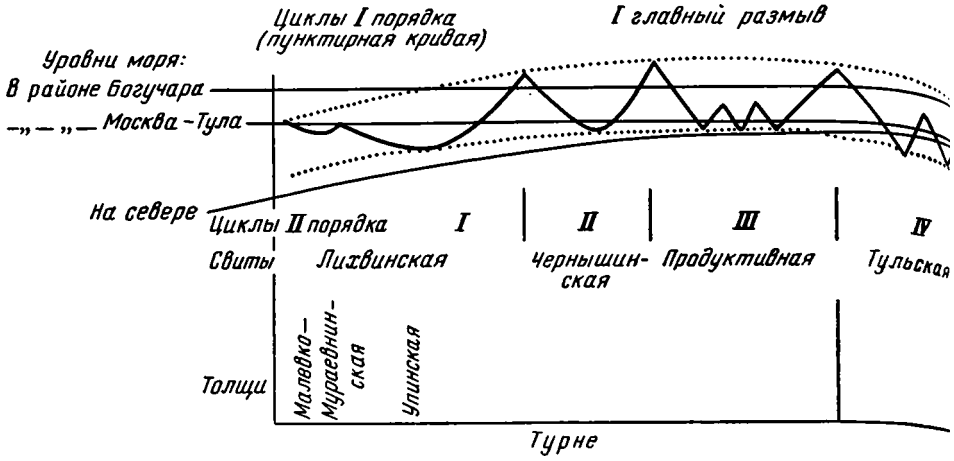
Нужно сказать, что все эти историко-геологические высказывания А. Д. Архангельского относительно осадочного породообразования были очень общими, тем не менее они все же оказали несомненно большое влияние на геологов вообще и литологов в частности, ибо прививали мысль о закономерном течении осадочного процесса в геологическом прошлом и указывали направления, в которых следовало искать эти закономерности: а) связь осадкообразования с движениями земной коры; б) связь его со структурами (платформами и геосинклиналями).

Из этих двух аспектов исследования особенно привился первый — раскрытие связей осадочного процесса с движениями земной коры. Работы этого типа имели всегда строго выраженный региональный характер и сводились к раскрытию периодичности осадкообразования, обусловленной миграциями фаций при эпейрогенических движениях. Особенно ярко проявился такой подход в исследованиях М. С. Швецова по нижнекаменноугольным отложениям Подмосковной синеклизы, в исследованиях М. Э. Ноинского по верхнепермским отложениям Заволжья, в статье Л. В. Пустовалова о ратовките, наконец в работах геологов, изучавших угленосные толщи паралического типа (Ю. А. Жемчужников и др.).

Из этих работ, пожалуй, наиболее удачной была небольшая, но содержательная монография М. С. Швецова «История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху» (1938), поэтому мы на ней вкратце и остановимся.

В разрезе динанта Подмосковья М. С. Швецов выделяет семь крупных циклов седиментации, каждый из которых отделен от нижележащего осушением всей или большей части занятой морем площади и соответственно размывом.

Это циклы: лихвинский, обнимающий малевко-мураевнинскую и упинскую толщи; чернышинский; угленосный или продуктивный; туль-



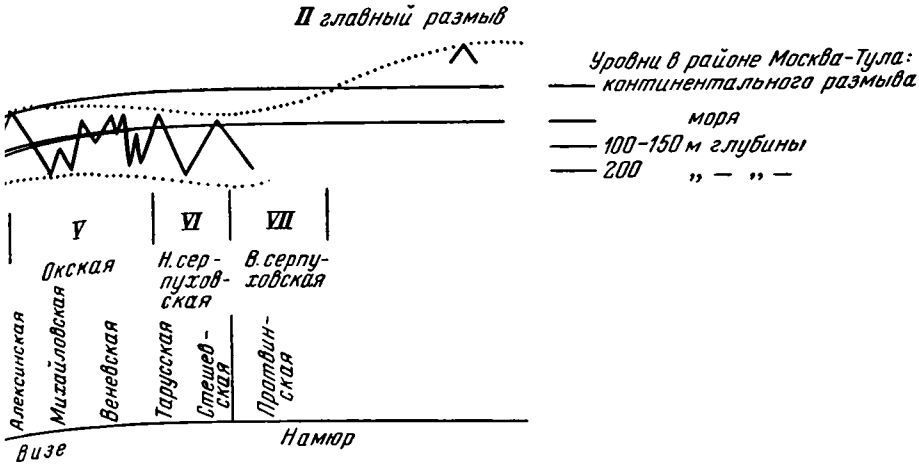
Фиг. 38. Схема колебаний Московского бассейна в динантскую эпоху (по М. С. Швецову, 1938)
Сплошная линия — кривая циклов II порядка, пунктиром — кривая циклов I порядка. Три помеченных на профиле уровня моря схематически оттеняют различие глубин и разные соотношения размывов и погружений в трех разных частях бассейна.

ский; окский, включающий алексинскую, михайловскую и веневскую толщи; нижнесерпуховской, состоящий из тарусской и стешевской толщ; верхнесерпуховской, в который входит одна протвинская толща. Все семь циклов динанта объединены в один общий динантский цикл, который начинается малевко-мураевнинской толщей и кончается протвинской (или, может быть, еще иной, позже смытой). Этот цикл I порядка, как его называет М. С. Швецов, характеризуется нарастающими поднятиями, которые достигают максимума в угленосное время и затем сменяются общими погружениями, максимальными в верхнесерпуховском цикле (фиг. 38). По отношению к этому общему динантскому циклу семь перечисленных выше циклов являются циклами второго (II) порядка [1]. Их петрографический состав, а также распространение определяются местом в общем динантском цикле I порядка.

Лихвинский и чернышинский циклы начинаются обломочными породами — в первом случае глинами, во втором — толщей песков и глин с примазками угля, а продолжаются отложениями известняков с нормальной морской фауной, более бедной в упинских известняках, более богатой в чернышинских. «Глубина упинского моря, лишенного толстостенных раковин и крупных фораминифер, а равно и терригенных примесей, сложенного не раковинным, но тонкозернистым кальцитом, была, вероятно, относительно значительной и в периоды большого углубления достигала вряд ли менее 100—150 *м*» (Швецов, 1938, стр. 58). Глубина чернышинского бассейна оценивается М. С. Швецовым «около 100 *м*» (там же, стр. 61).

Лихвинский цикл от девона отделен размывом относительно небольшой амплитуды; чернышинский от лихвинского — гораздо более интенсивным. Но максимальной силы размыв достиг перед III (угленосным) циклом. В это время на площади Подмосковья, в частности его южного крыла, возникла гидрографическая сеть не только в общих чертах, но и в деталях совпадающая с современной, что доказывается непосред-

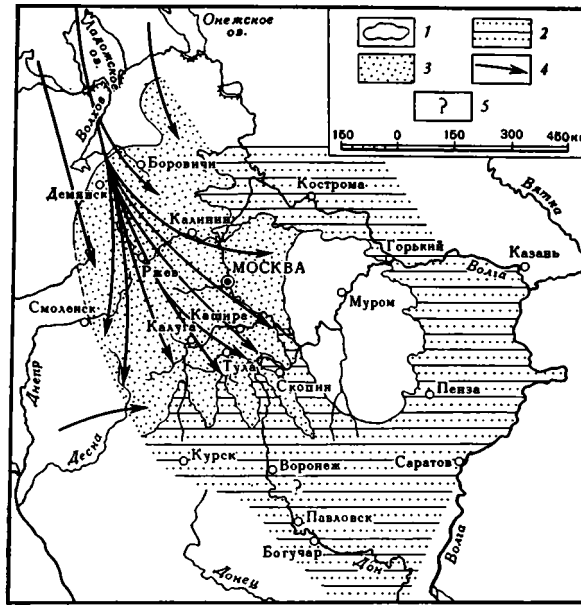
[1] В книге М. С. Швецова (1938) текст на стр. 43 не отвечает ни приведенному рисунку, ни последующему изложению.



Изгибание нижней (северной) линии морского уровня выражает трансгрессию моря на север. Расшифровка амплитуды колебаний (справа) дается применительно к уровню моря в районе Москва—Тула (т. е. к средней горизонтальной линии)

ственным сравнением карты подошвы угленосной толщи с современной гипсометрической картой Тилло. Последующее погружение создало весьма характерную картину (фиг. 39), отвечающую началу угленосного века, перед отложением главного угольного пласта. В западной части — это «область дельт», распространявшихся с северо-запада и отлагавших в речных углублениях толщу песков; восточнее — мелкое море с бескарбонатными песчано-глинистыми осадками. На очень короткое время море затопило дельтовую область, оставив осадки с остатками морской фауны, а затем вновь регрессировало. «После ухода моря... в реликтовых озерах, а также на обводненных и низменных склонах, по-видимому, и начались те обширные процессы углеобразования, которые так живописно были описаны в свое время Залесским» (там же, стр. 68).

Начиная с тульского времени все циклы II порядка возникают на фоне погружений общего динантского цикла I порядка. Это обстоятельство порождает несколько характерных их особенностей, которые все отчетливее выступают у более поздних циклов. Размеры поднятий и эрозии перед началом каждого следующего цикла все убывают и становятся все труднее уловимыми. Мощность терригенных отложений в основании циклов также уменьшается. Площадь развития морских отложений растет (фиг. 40), захватывая новые участки на северо-западе, причем терригенные отложения ограничиваются все более узкой каймой у северо-западной границы бассейна, в тарусское и протвинское времена совсем исчезают. Среди окских известняков наиболее глубоководными являются твердые серые, состоящие из мелких обрывков скелетных частей различных организмов с примесью мелких фораминифер; их глубина в алексинское время оценивается в 150 *м*. Неясномикрослоистые и более мягкие известняки, сложенные преимущественно удлиненными обломками раковин, расположенных по слоистости, отлагались на меньших глубинах. Особый тип (III) пятнистых известняков «представляет сингенетичную морскую брекчию, образование которой обусловливалось частым чередованием (описанных выше. — *Н. С.*) типов осадка, их неравномерной цементацией и сильными волнениями. Другая, более редкая разновидность пятнистых известняков представляет брекчии



Фиг. 39. Карта века продуктивной толщи во время опускания перед началом отложения угольных пластов

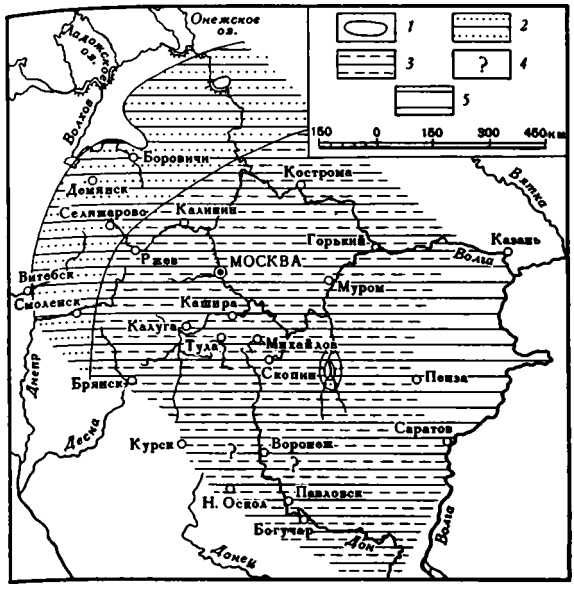
1 — суша;
2 — море с бескарбонатными осадками;
3 — осадки продуктивной дельты;
4 — направление сноса с суши;
5 — участки, где точно неизвестны наличие моря и характер его осадков

растрескивания обнажившегося ила» (там же, стр. 75). Совершенно особо от других стоят известняки со стигмариями. Это массивные или микрослоистые породы без нормальной морской макро- и микрофауны, как целой, так и в виде детритуса. «Здесь встречаются лишь остракоды и изредка гастроподы. Эти известняки, иногда со следами трещин высыхания, пронизаны глубоко (0,5—1 *м*) спускающимися корнями растений мангрового типа, причем в шлифах можно видеть мельчайшие корневые волоски, раздвигающие микрослоистый ил» (там же). Лагунные известняки этого типа особенно характерны для михайловской толщи, где они сопровождаются иногда незначительными прослоями угля; известняки залегают здесь пластами мощностью до 2,5 *м*. М. С. Швецов сопоставляет их с современными осадками вблизи известковых побережий Флориды, Багамских островов. Иногда они встречаются и в стешевской толще.

В серпуховское время известняки со стигмариями исчезают, следов осушения нет, фауна крупных толстостенных продуктусов уступает место фауне мелких и обычно тонкостенных форм. «Основываясь на этом, — пишет М. С. Швецов, — можно думать, что наибольшие глубины тарусского моря в фазы опускания могли достигать 200 *м*» (там же, стр. 89).

В стешевское время в западной части бассейна начинается широкое распространение пластовых доломитов, но в верхнесерпуховское время доломитообразование вновь убывает и ограничивается только северо-западными частями бассейна.

В целом М. С. Швецову удалось дать широкую и убедительную картину связи осадконакопления динантского времени со сложным режимом тектонических движений Русской платформы и сменой палеогеографических картин. Изменения климатические при этом, к сожалению, выпали из поля зрения исследователя, хотя они несомненно были. В других регионально-литологических работах 30-х годов, особенно по угленосным толщам, очень скоро стали проявляться крайности, особенно сказавшиеся в 40—50-х годах. Историко-геологический анализ в них все более превращается в циклический анализ толщ на их вертикальном разрезе, без развертки цикла на площади; такого рода анализ стал мыслиться как бы венцом исследования угленосных и даже осадочных



Фиг. 40. Карта наибольшей длительной трансгрессии тульского моря (по М. С. Швецову, 1938)

1 — суша;
2 — море с бескарбонатными осадками;
3 — море с чередованием песчано-глинистых и карбонатных осадков;
4 — участки, где точно неизвестны наличие моря и характер его осадков;
5 — море с карбонатными осадками

толщ вообще, чему немало способствовала «Общая геология каустобиолитов» Ю. А. Жемчужникова (1935).

В самом конце 30-х годов, однако, появились работы историко-геологического типа другого, более широкого стиля. Это, прежде всего, исследования П. И. Степанова о стратиграфическом размещении углей, а также о поясах и узлах угленакопления. Впервые кратко опубликованные в 1937 г., они более полно изложены в статье 1947 г. Поскольку суть идей осталась без изменений, они будут излагаться по этому более позднему варианту.

На фиг. 41 приведено стратиграфическое распределение запасов углей на земном шаре. Оказалось, что «мировые запасы углей распределяются неравномерно по различным стратиграфическим подразделениям ... намечаются т р и м а к с и м у м а и т р и м и н и м у м а.

Максимумы совпадают: 1-й — с верхним карбоном и пермью; 2-й — с юрой и 3-й — с верхами верхнего мела и третичным периодом; минимумы: 1-й — с нижним карбоном; 2-й — с триасом и 3-й — с верхнемеловым периодом.

Наиболее мощное угленакопление на земном шаре соответствует третичному максимуму — 54,4% мирового весового запаса углей, на втором месте стоит верхнекарбоново-пермский максимум — 38,1%, на третьем — юрский — 4%.

Чрезвычайно важные результаты дают подсчеты величин угленакопления на единицу времени (на одно миллионолетие) и на единицу поверхности земного шара (тонн на 1 $км^2$) ... Величины пермского и верхнекарбонового угленакоплений можно считать одинаковыми (пермь — 52,7, средний карбон — 54,5 млрд. *т* на 1 млн. лет). Угленакопления третичного и четвертичного времени снова близки по своим величинам (третичные отложения 76,2 и четвертичные отложения 69,5 млрд. *т* на 1 млн. лет).

Особенно важен тот факт, что величина четвертичного торфонакопления превышает торфонакопления карбона и перми и уступает лишь максимуму третичного периода, ... (поэтому. — *Н. С.*) можно утверждать, что процессы угленакопления на земном шаре н е з а м и р а ю т до настоящего времени» (Степанов, 1947, стр. 177).

В пределах угленосных эпох распределение углей на поверхности Земли было неравномерным. «Та площадь земной поверхности, в пределах которой в определенный геологический период произошло наиболее обильное накопление угленосных отложений и угольных масс, называется поясом угленакопления ... В пределах поясов выделяются площади, наиболее насыщенные угленосными бассейнами, и площади с меньшим насыщением. Наиболее насыщенные углем площади называются узлами угленакопления» (там же, стр. 176).

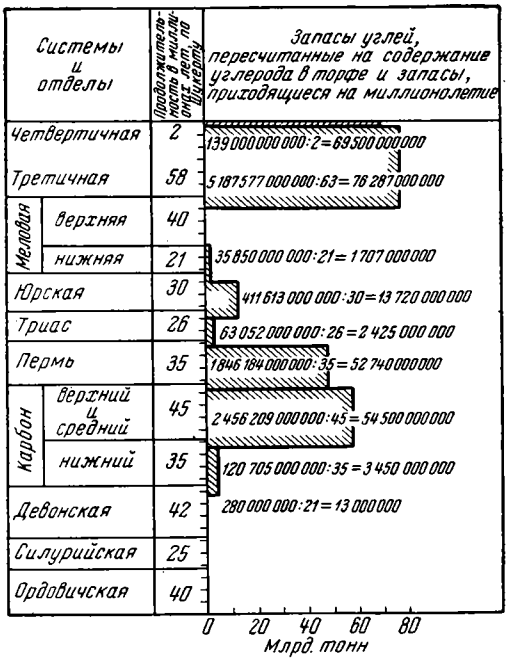
К сожалению, П. И. Степанов не оставил карт поясов, а дал только их словесное и достаточно неотчетливое описание, по которому трудно составить себе конкретное представление о пролегании каждого пояса. Но для локализации узлов карта им составлена (фиг. 42).

При рассмотрении ее «вырисовывается локализация главной массы угольных запасов в небольшом числе узлов угленакопления. Из всех мировых запасов угля 91,8% сосредоточено в семи узлах. Из них в верхнем карбоне два узла: североамериканский (13%) и европейский (9%); в перми — три: сибирский (11,7%), китайский (2%) и австралийский (1,7%); для юры — сибирский (2,47%); для верхнего мела и третичных отложений — западный североамериканский (52%).

Если все эти узлы нанести на земной шар и соединить друг с другом в порядке стратиграфической последовательности, то вырисуются два отдельных отрезка кривых линий. Первый отрезок приурочивается к площади с преобладанием карбонового угленакопления и соединяет о. Медвежий (D_3), Караганду (C_1), европейский (C_{2-3}) и американский узлы (C_{2-3}). Стратиграфическое возрастание этой линии в главных чертах совпадает с направлением движения земного шара.

Второй отрезок кривой располагается в пределах площадей с преобладанием пермско-юрского и третичного угленакоплений. Эта кривая соединяет пермские, юрские и третичные узлы угленакоплений. Стратиграфическое возрастание этого отрезка имеет направление, противоположное движению земного шара. Оба отрезка расположены в противоположных полушариях, разделенных друг от друга 100—80-м меридианами. Это дает право высказать мысль, нельзя ли оба отрезка объединить в одну кривую путем соединения через полюс североамериканского карбонового узла с сибирским пермским. В данном случае стратиграфическая последовательность передвижения не нарушается.

Полученная спиральная кривая и характеризует процесс возникновения на земном шаре главнейших узлов угленакопления за период времени от верхнего девона до третичного времени, тот процесс, который сосредоточил более 90% мировых запасов углей. Эта кривая иллюстрирует существо про-



Фиг. 41. Стратиграфическое распределение запасов ископаемых углей на земном шаре (по П. И. Степанову, 1947)

цесса перемещения узлов угленакопления по поверхности земного шара в пределах северного полушария» (там же, стр. 188—190).

П. И. Степанов озаглавил свою статью «Теория поясов и узлов угленакопления». Но в заключении статьи признал, что «это не вполне правильно... В. И. Вернадский в личных беседах о поясах и узлах угленосности рекомендовал назвать это учение, в существующей стадии его разработки, «эмпирическими закономерностями в процессе угленакопления». В. И. Вернадский был вполне прав. До тех пор, пока не будет произведен всесторонний научный анализ причин, которые обусловили возникновение поясов и узлов, работа моя не будет считаться законченной» (там же, стр. 192).

МИХАИЛ СЕРГЕЕВИЧ ШВЕЦОВ

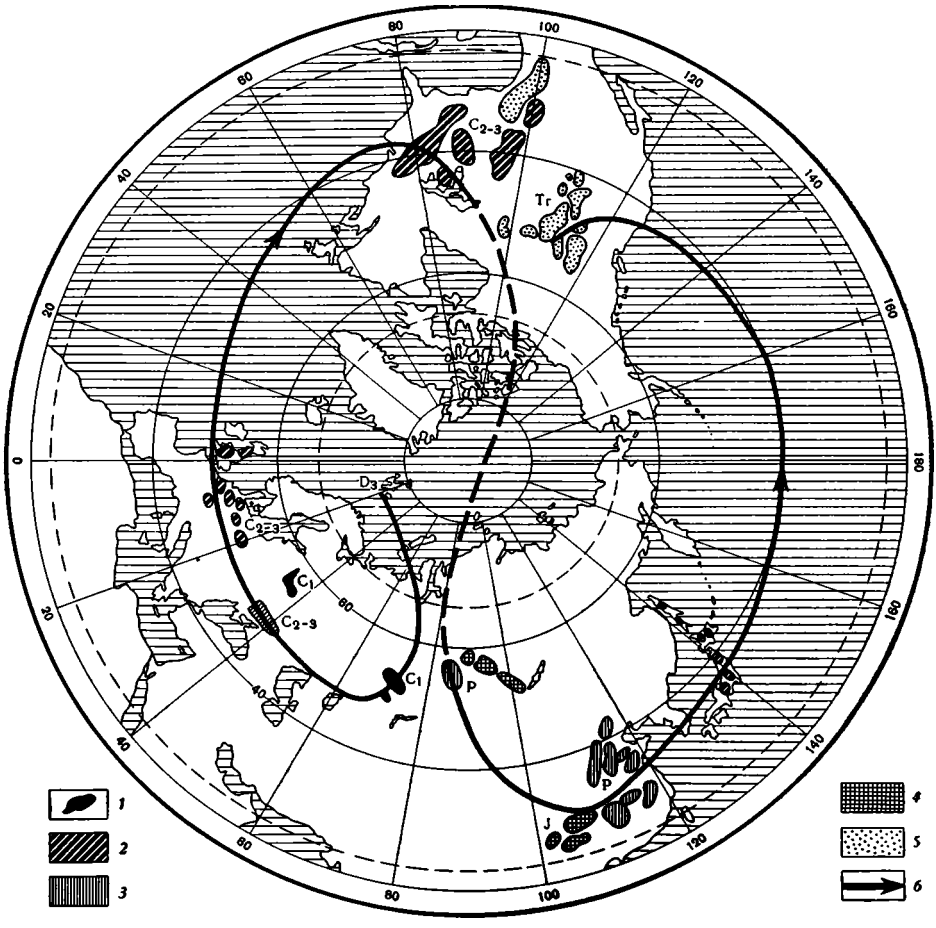
Как известно, такого рода анализ не был произведен ни самим П. И. Степановым, ни кем-либо из советских геологов-угольщиков. А ведь то, что было изложено в предыдущих цитатах, вынашивалось П. И. Степановым в течение 30 лет: первая мысль зародилась у него еще в 1917 г., а цитированное изложение относится к 1947 г. — факт, над которым нельзя не задуматься. Точно так же нельзя не обратить внимания на то, что эмпирическое обобщение в данном случае является чисто географическим. Оно абстрагировано и от тектоники земной коры, и от климатической зональности в те эпохи, когда формировались угли. Не в этом ли причина того, что установленные «кривые» так и остались непонятными и нерасшифрованными? Думается, что методика построения «поясов и узлов» была у П. И. Степанова в корне неправильной, почему и результаты не поддавались объяснению в течение столь долгого времени.

Работая над железорудными фациями и их аналогами в истории Земли, автор этих строк также предпринял попытку выяснить закономерности их распределения в пространстве и появление во времени, но

Таблица 31

Тектоническое распределение гипергенных руд (в млн. *т*)

Этап	Геосинклинальные участки	Области предшествующей складчатости	Платформы
Альпийский тектонический	В — 2,288 А —?	25 000—30 000 +50 +16 000	1268
Герцинский тектонический	В — 15 000 А — 258,60	21 000	200
Каледонский	В — 24 522 А — 25 000	— —	600
Альгонк	3 020 000	—	



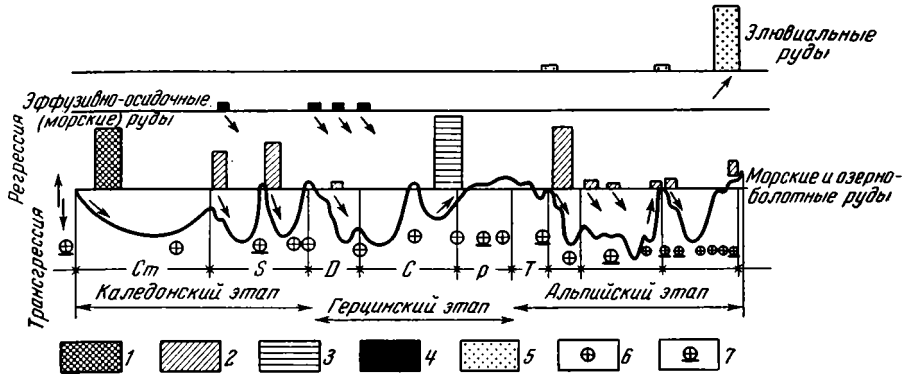
Фиг. 42. Перемещение узлов угленакопления в их стратиграфической последовательности в пределах северного полушария (по П. И. Степанову, 1947)

1 — нижний карбон; *2* — средний и верхний карбон; *3* — пермский; *4* — юрский, *5* — третичный; *6* — направление перемещения узлов

шел совсем другим путем. Выше уже было указано (см. гл. VI), что триаде Al—Fe—Mn свойственно зональное расположение на лике Земли, но эта зональность обусловлена климатическими условиями. Естественно было поставить вопрос: как локализуются руды Al — Fe — Mn в разных тектонических зонах земной коры?

Распределив известные в то время железные руды по трем типам структурных единиц: платформам, геосинклиналям и областям предшествующей складчатости (каледониды в послесилурийское время, герциниды в послепалеозойское время), — автор получил такую таблицу (табл. 31).

Из рассмотрения цифр видно, что «в ходе времен отчетливо намечается перемена „арены", где происходит накопление гипергенных железных руд. Геосинклинальные участки начинают играть все меньшую роль, участки же молодых и старых платформ все бóльшую. Происходит как бы миграция осадочных железных руд из геосинклинальных областей в платформенные. Трудно не видеть в этом процессе изумительной аналогии с давно уже установленным и общеизвестным процессом сокращения геосинклинальных зон и разрастания участков платформенных. Можно сказать, что история железных руд есть лишь отражение в своеобразной



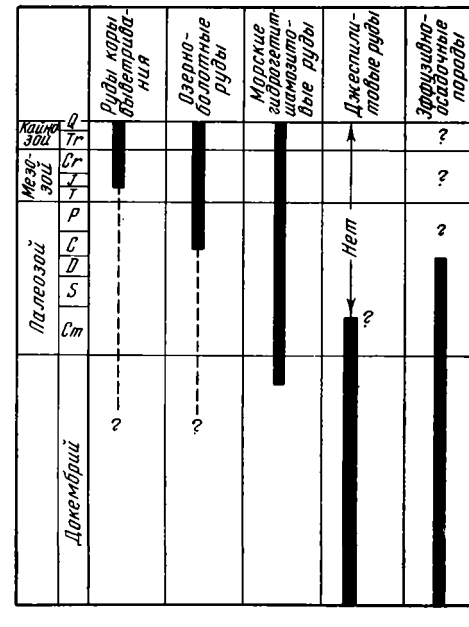
Фиг. 43. Движение земной коры и формирование гипергенных железорудных месторождений (по Н. М. Страхову, 1947)

1 — джеспилитовые морские руды;
2 — гидрогётит-шамозит-сидеритовые руды;
3 — паралические сидериты;
4 — эффузивно-осадочные руды;
5 — элювиальные руды;
6 — орогенические фазы;
7 — орогенические фазы совершенно иной области, чем та, где идет накопление железа

форме общего процесса тектонической эволюции земной коры» (Страхов, 1947а, стр. 183). Размещение по тектоническим единицам руд марганца и бокситов подчиняется той же закономерности.

Была построена также кривая эпейрогенических движений и стратиграфического размещения орогенических фаз (фиг. 43), на которую нанесены потом железорудные месторождения. Оказалось, что обстановка нарастания и, реже, спада трансгрессивных волн — все равно крупных или малых, — вот обстановка, наиболее благоприятствовавшая возникновению как отдельных морских и озерно-болотных месторождений (малые волны), так и целых серий и групп их — железорудных горизонтов (крупные волны).

Сопоставив более древние руды (докембрийские) с постальгонкскими, нельзя было не заметить, что железорудному процессу в истории Земли была свойственна ярко выраженная эволюция, сказавшаяся во многих чертах (фиг. 44). Пелагические джеспилиты альгонка в конце его сменяются мелководными оолитовыми гидрогётит-шамозит-сидеритовыми рудами, которые удерживаются во всей дальнейшей истории Земли. Вулканогенно-осадочные руды были достаточно распространены среди докембрийских джеспилитов; в послеальгонкское время они встречаются среди девонских и нижнекаменноугольных отложений, а после исчезают совсем. Оолитовые руды постальгонка обогащаются P, As, V и другими элементами. Это смещение рудного процесса из



Фиг. 44. Стратиграфическое размещение фациальных типов железных руд (по Н. М. Страхову, 1947)

пелагиали в прибрежную зону было обусловлено изменением физико-химических условий на поверхности Земли, в частности убылью CO_2 в атмосфере и в воде и ростом за счет нее биогенного килорода. У руд алюминия и марганца аналогичной эволюции не наблюдается, вероятно, из-за однообразия слагающих их минералов.

7. О двух особенностях теоретических концепций 30-х годов

Заканчивая характеристику общих представлений 30-х годов, нельзя не подчеркнуть еще раз двух их особенностей. Первая — это *большая распространенность дедуктивно-умозрительного теоретизирования, правильность выводов которого иллюстрировалась отдельными примерами, обычно весьма немногочисленными.* При этом сами примеры нередко брались из литературы довольно произвольно и истолковывались по-своему, не взирая на то, как они чисто фактически излагались в ней. Мы видели это у Л. В. Пустовалова в «зоне континентального геохимического противоречия» и в его схеме «геохимических фаций»; у А. Д. Архангельского в методике распознавания разных типов кремнистых пород и в попытках построения схемы химической дифференциации; у Б. Б. Полынова в дедуктивной схеме элювиальной и аккумулятивной форм коры выветривания; у В. П. Батурина в его противопоставлении платформ, как областей преимущественного накопления песков, геосинклиналям, как областям преимущественного накопления глин; у А. Е. Ферсмана в его схеме стадий осадочного породообразования; у М. С. Швецова в «диалектическом» противопоставлении «диагенеза осадков» — «диагенезу пород». В сущности, все теоретические концепции 30-х годов, пытавшиеся подняться над описанием отдельных фактов и дать более общие, хотя все еще только частные, истолкования, были сделаны именно таким дедуктивно-умозрительным путем. И лишь у самой грани с последующим периодом была выполнена теоретическая работа, посвященная «железорудным фациям и их аналогам в истории Земли», в которой автор сознательно отдал предпочтение получению схем, базирующихся не на дедукции, а на систематическом анализе всего имевшегося материала.

Естествен вопрос: почему же в 30-е годы так широко было развито дедуктивно-умозрительное теоретизирование? Думаю, что это определялось несколькими причинами. Прежде всего тем, что *это были вообще первые попытки увязывания разрозненных фактов в некоторые общие схемы.* Биогенная концепция в этом отношении не в счет, ибо никаких фактов она не увязывала; она каждый факт порознь трактовала как результат жизнедеятельности живых существ. Это была концепция истолкования раздельных фактов самих по себе, вне сочетания их друг с другом на базе каких-то принципов, т. е. *самый первейший шаг на пути теоретизирования.* Дедуктивно-умозрительные концепции 30-х годов были в этом отношении следующим, принципиально новым шагом вперед: *они пытались увязать генезис нескольких разных образований в общие схемы.* При этом развитие физико-химии и геохимии подсказывало путь к такому обобщению: использование физико-химических свойств элементов и соединений — действительно надежной базы для теоретических выводов. Но опыта теоретической работы у литологов еще не было, а главное, не было осознано то важнейшее методологическое требование, что *дедуктивно-умозрительную концепцию нельзя просто иллюстрировать отдельными фактами, ее нужно проверять всей суммой относящегося к ней фактического материала.* Отсутствие такого сознания и пользование методом иллюстраций и привело к тому, что концепции 30-х годов, даже созданные крупными учеными, при дальнейшей более строгой проверке оказались несостоятельными.

Другой характерной чертой 30-х годов является *резкое выпячивание вперед тектонического фактора в формировании осадочных пород, при отсутствии должного внимания к фактору климатическому.* Нельзя сказать, что о климате забывали совсем, но все же в построении теоретических схем ему отводилось такое же (если не меньшее) внимание, какое уделялось прежде бедным родственникам в богатых семьях. Да, конечно, климат играет какую-то роль, но какую — не совсем ясно; сбросить его со счетов нельзя, но и конкретизировать его роль не удавалось. Показательна в этом отношении теория стадийного элювиального процесса Б. Б. Полынова. *Она боролась против климатических типов почв,* трактуя их как стадии развития единого эволюционного процесса. Рассуждая чисто логически, можно было допустить, что при достаточной длительности процесса и в пустынях дело может дойти до образования латеритных почв. Такой именно вопрос и был задан Б. Б. Полынову на его докладе в Отделении геолого-географических наук в 1935 г. (см. Б. Б. Полынов, Избр. труды, 1956, стр. 283). Б. Б. Полынов резко восстал против такого толкования, указывая, что для этого нужна такая длительность времени, при которой тектонические процессы нарушают первоначальные условия. Всеспасающим оказался тектонический режим. В собственно же литологических работах тектонический режим определял практически все: рельеф древней области седиментации, трансгрессии и регрессии, разные типы пород на платформах и в геосинклиналях, циклическое строение толщ и т. д. Он казался решающим; климат же помещался за кулисами, как статист, которого изредка вытолкнут на сцену. И опять встает вопрос: почему так выдвигался вперед в 30-х годах именно тектонический режим, а климат так мало учитывался? В настоящее время мы знаем, что климатический фактор играет огромную роль, создавая — через глобальную циркуляцию атмосферы — ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза. Но *это знание пришло в результате детального изучения современного осадкообразования и его связи с общей жизнью атмосферы. В 30-х годах такого знания еще не было.* Из двух решающих факторов литогенеза — климата и тектонического режима, весьма наглядно выступающих в современном литогенезе, геологи и литологи, занимавшиеся в 20—30-х годах древними породами, реально видели действие только второго фактора. Действие первого, выражающееся в климатической зональности литогенеза, еще не улавливалось. Геологи 20—30-х годов оперировали древней поверхностью Земли, как бы лишенной атмосферы; они знали, конечно, что атмосфера была и тогда, но ее действие, выражаясь фигурально, не давалось в руки. Отсюда односторонний резкий крен в сторону тектонического режима, который отчетливо выступал, впрочем, не только в 20—30-х годах, но часто и позже, — у тех литологов, которые не хотели считаться с современным осадконакоплением или просто не знали его (В. П. Казаринов). Таким образом и *в данном случае состояние знаний современного осадконакопления определило литологическое мировоззрение литологов, занимавшихся древним литогенезом.*

Итак, на первом этапе своего самостоятельного развития литология в СССР добилась значительных успехов главным образом в фактическом познании состава и фациального типа многих пород, и гораздо меньших — в теоретическом плане, при обсуждении ряда крупных проблем литогенеза. Как ни интересны были идеи о стадиях формирования осадочных пород, биогеохимическая и физико-химическая концепции, попытки историко-геологического анализа отдельных пород, все же это были пока только частные схемы, частичные решения. Общая теория осадочного породообразования отсутствовала в течение почти всего описанного периода и появилась только в 1940 г., когда была опубликована «Петрография осадочных пород» Л. В. Пустовалова. Но эта тема настолько серьезна, что ей необходимо посвятить особую главу.

глава IX

ТЕОРИЯ ОСАДОЧНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ Л. В. ПУСТОВАЛОВА, ЕЕ МЕТОДОЛОГИЯ, СУЩНОСТЬ, ОШИБКИ

По сведениям, имеющимся в «Петрографии осадочных пород», схема осадочной и, в частности, химической дифференциации была разработана Л. В. Пустоваловым еще в 1936—1937 гг., а в феврале 1938 г. была доложена на первом заседании комиссии по осадочным породам при Московском обществе испытателей природы (Пустовалов, 1940, ч. I, стр. 256).

Посмотрим, что представляет собой эта концепция, в чем ее сущность.

1. Методология и сущность теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова

Первое, что необходимо сделать, излагая теорию Л. В. Пустовалова, это ясно представить себе метод, с помощью которого она была создана.

К сожалению, автор нигде не высказывается отчетливо о принятой им методологии. Но из того, что написано им в главе VIII о так называемой «сравнительной литологии» и о принципе актуализма, а также из главы VI, где излагается сама теория осадочной дифференциации, совершенно ясно, что *сравнительно-литологический метод во всех его модификациях Л. В. Пустоваловым был отвергнут и для построения общей теории литогенеза избран тот обычный путь, неопределенный по своему характеру, какой в 20—30-е годы применялся при анализе происхождения отдельных осадочных пород им самим и другими литологами.* Причиной такого выбора было убеждение, что «в области так называемой сравнительной литологии возможно большее, чем в любом другом отделе геологии, накопление неправильных выводов и заключений, основанных на формальном и механическом подходе к природным явлениям. С этой точки зрения подавляющее число относящихся сюда научных работ нуждается в критическом пересмотре» (там же, стр. 372).

Напомним, что совсем немного лет тому назад (в 1930—1933 гг.), когда создавалась книга о тульских и липецких рудах, Л. В. Пустовалов был самым настоящим сравнительным литологом, ибо трактовка этих руд в качестве озерных получена была в результате детального — шаг за шагом, признак за признаком — сравнения этих древних руд с современными озерными. Иное дело, насколько серьезен был у Л. В. Пустовалова этот метод, но по сути своей он был все же сравнительно-литологическим. Таким образом, всего через четыре года после работы по железным рудам Л. В. Пустовалов уже отходит от сравнительно-литологического метода и избирает другой путь исследования. Впрочем, этот отход был пока от-

нюдь не таким уж категорическим и не полным [1], ибо, отвергнув сравнительно-литологический метод, Л. В. Пустовалов все же не прошел мимо некоторых процессов, совершающихся в современности. Так, в главе II он, например, подробно анализирует процессы механического раздробления и химического изменения пород и общее направление последнего, характеризует подводное разложение (гальмиролиз), причем сообщает данные (цифровые и картографические) о соленостях и газах морских и океанических вод, их температуре и гидрологическом режиме, скоростях накопления осадка; в главе IV не менее подробно сообщаются данные о переносе продуктов разрушения ветром, водой и организмами, о массах материала, переносимых волочением, во взвешенном состоянии и в виде растворов; эти данные резюмируются затем фантастической формулой 100 : 4 : 2 (100 — это масса влекомого материала, 4 — взвеси, 2 — растворы), не имеющей ничего общего с действительностью и явившейся результатом неправильного чтения книги Твенхофела (1936). Но как только автор переходит к осадкообразованию в конечных водоемах стока, он полностью отбрасывает все, что известно о современном осадочном процессе, и избирает другой метод исследования. *Оно ведется, целиком и исключительно базируясь на логическом анализе физических и физико-химических свойств переносимого материала и, в частности, на неоднородности указанных свойств, что, по мнению автора, с неизбежностью должно вызывать разделение веществ в процессе их переноса, или их осадочную дифференциацию.* При этом для обломочных частиц причиной разделения являются различия их размеров и удельных весов, для растворенных компонентов — разница их физико-химических свойств. *В разделении веществ, обусловленном разницей их физических и физико-химических свойств, и состоит*, по Л. В. Пустовалову, *сущность осадочного породообразования.* Оно и порождает разнообразие осадочных пород.

«Легко заметить, — пишет он, — что осадочная дифференциация, если рассматривать ее в грубых чертах, приводит к последовательному выпадению в осадок раздробленных систем различной степени дисперсности и осаждает одну за другой: грубодисперсные системы → коллоидно-дисперсные системы → молекулярно (ионно)-дисперсные системы» (там же, ч. I, стр. 255).

«В зависимости от характера сил, приводящих к разделению вещества, можно различать механическую и химическую осадочные дифференциации» (там же). «При механической дифференциации решающее значение принадлежит величине обломков, их форме, их удельному весу, а также характеру и скорости транспортирующей среды». А так как «живая сила воды или иного транспортирующего фактора не иссякает внезапно, а ослабевает более или менее постепенно...», то «транспортирующийся материал обычно выпадает из путей миграции не сразу, а в известной закономерной последовательности ... Все рыхлые минеральные продукты отсортируются по своей крупности», как это показано на фиг. 45. «Вокруг разрушающегося массива материнских пород (например, в морях вокруг континента или на суше — вокруг горной области) возникает вследствие этого ряд поясов осадочных образований, закономерно сменяющих друг друга в пространстве» (там же, стр. 257). «В силу исключительной сложности природной обстановки» конфигурация поясов может быть сложной, «но в грубой схеме и первом приближении правильность указанного ... распределения осадков по крупности зерна все же сохраняет ... свою силу даже в том случае, если, например, пояс распространения глинистых осадков нарушается вторжением в него ленты песков, приносимых подводным течением и т. д.» (там же, стр. 257, 258).

[1] Полное отрицание сравнительно-литологического метода возникло у него лишь в ходе дискуссии 1948—1952 гг. (см. «Введение»).

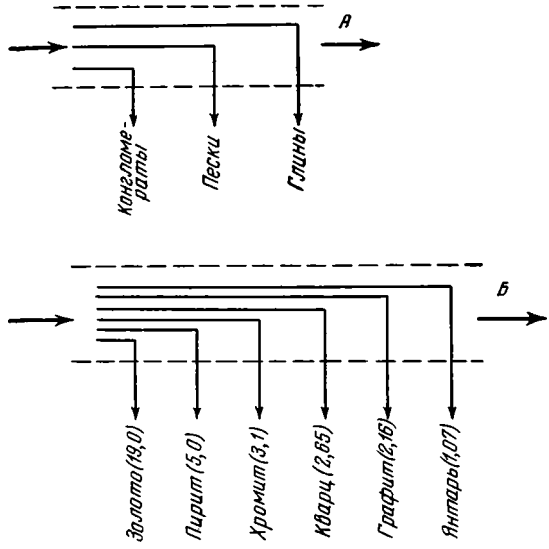
«С величиной, формой и удельным весом минеральных обломков обычно сопрягается их химико-минералогический состав. Следовательно, когда в процессе механической дифференциации происходит рассортировка частиц по их крупности, форме и удельному весу, то одновременно материал распределяется и по своему химико-минералогическому составу» (там же, стр. 258, 259), как это видно на фиг. 45.

Более сложно протекает химическая дифференциация.

«Предположим, — говорит Л. В. Пустовалов, — что из какого-то пункта земной поверхности, например из области интенсивного разрушения магматических горных пород, одновременно вступают в миграцию в виде молекулярных и коллоидальных растворов самые разнообразные вещества и двигаются в одном направлении (на схеме слева направо), переходя последовательно из речных вод в прибрежные солоноватые воды, а еще далее поступая в морские водоемы. При этих условиях, проходя намеченный путь, весьма обычный, между прочим, в зоне осадкообразования, различные элементы и их соединения будут вести себя весьма разнообразно. Одни из них, более труднорастворимые и легко осаждаемые, могут выбыть из путей миграции очень быстро, другие, напротив, будут удерживаться в растворе чрезвычайно долго, будут совершать весьма длинный и долгий путь ...; миграция таких элементов будет протекать на протяжении многих геологических эпох, пока, наконец, они не попадут в какие-нибудь совершенно особые условия, благоприятные для их осаждения и, следовательно, фиксации» (там же, стр. 263, 264). Фиг. 46 наглядно воспроизводит эту последовательность осаждения.

Подчеркнем в ней несколько характерных особенностей. Все указанные в схеме соединения, в том числе силикаты и соли закиси железа ($FeCO_3$, сульфиды, лептохлориты), соединения марганца, $CaCO_3$, доломит, выпадают непосредственно из воды, т. е., говоря современным языком, *относятся к стадии седиментогенеза.* Химическая дифференциация начинается на фоне дифференциации механической. «Ориентируясь на преимущественную крупность обломочной части того или иного типа пород, мы получаем возможность устанавливать примерный порядок осаждения продуктов химической дифференциации» (там же, стр. 267). Поэтому садка первых пяти типов химических осадков (от окислов Fe до солей закиси железа — $FeCO_3$ и FeS_2) отвечает разным этапам дифференциации механической — от галек и песков до глин. «Время массового выпадения из растворов карбоната кальция примерно совпадает с окончанием механической дифференциации... Воды в миграционных путях к этому моменту освобождаются, таким образом, от минеральной мути и становятся прозрачными. Время механической дифференциации завершается, и наступает безраздельное господство химической дифференциации, которая до того момента протекала параллельно и совместно с механической. Соответственно этому далее образуются минеральные осадки, почти сплошь состоящие из продуктов химической дифференциации с ничтожной в общем примесью обломочного материала (доломиты — гипсы и ангидриты — галоидные слои)» (там же).

«Прослеживая процесс химической дифференциации от его начальных стадий к конечным, мы переходим постепенно ко все более концентрированным растворам: окислы железа и марганца могут выпадать из миграционных путей еще в пресных водах; основная масса кремнезема осаждается в прибереговой дельтовой полосе, т. е. в условиях солоноватых вод; силикаты железа образуются уже в воде открытого моря, т. е. при так называемой нормальной солености; при тех же условиях, но, по-видимому, все же при несколько большей концентрации наступает массовое выпадение карбоната кальция; последующие продукты дифференциации требуют для своего выпадения в осадок еще более концентрированных растворов» (там же, стр. 267, 268).



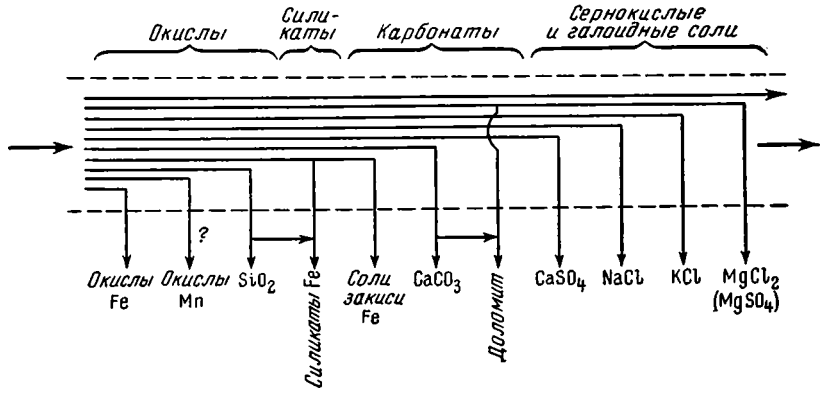
Фиг. 45. Возможная схема механической дифференциации вещества (по Л. В. Пустовалову, 1940)

А — по крупности зерна; *Б* — по удельному весу

Очень важно, что процессы, контролирующие выпадение тех или иных растворенных компонентов, являются чисто химическими. *Биос не играет в ходе химической дифференциации существенной роли.* «Ход развития организмов как бы следует за развитием процесса осадконакопления» (там же, стр. 377). «Начиная усиленно развиваться там, где и без того происходит или должно происходить в ближайшее время выпадение соответствующего продукта химической дифференциации, они приносят с собой дополнительную энергию, включают ее в общую и без того действующую энергию процесса осадконакопления и тем самым способствуют ускорению последнего» (там же, стр. 378).

Но если это так, то какие же факторы являются решающими в осаждении того или иного осадка из воды бассейна? По мнению Л. В. Пустовалова, ими являются pH и Eh воды. При этом, опираясь на краткую заметку М. Н. Годлевского (1937), он чисто умозрительным путем формулирует две закономерности распределения pH и Eh вод, имеющие глобальный характер.

«Воды, возникающие при разложении как минеральных, так и органических продуктов, обычно обладают повышенной кислотностью; по мере



Фиг. 46. Схема химической осадочной дифференциации вещества (по Л. В. Пустовалову, 1940)

их продвижения по земной поверхности, в результате их взаимодействия с породами, по которым они протекают, и с теми минеральными частицами, которые они транспортируют, эти „молодые" кислые воды зоны осадкообразования постепенно нейтрализуются, а затем делаются щелочными; наиболее резко выраженные щелочные свойства присущи „старым" поверхностным водам, прошедшим по земной поверхности значительный путь и испытавшим сложную историю своей эволюции под влиянием взаимодействия с литосферой. Таким образом, по мере миграции поверхностных вод в зоне осадкообразования их реакция все ближе и ближе стремится к реакции литосферы, которая, как уже указывалось, имеет щелочную реакцию» (там же, стр. 277, 278). «Среднее содержание активного кислорода (или иначе — кислородный потенциал) падает от континентальных вод к придонным водам открытого моря» (там же, стр. 285). «Континенты как бы окружены ореолом придонных морских вод с повышенным содержанием кислорода, причем этот ореол может то значительно расширяться и отодвигаться в глубь моря (в моменты наибольшего поднятия среднего уровня материков и максимального стока с них пресных вод), то сильно сужаться, образуя крайне узкую береговую ленту (в моменты, когда континенты сильно пенепленизированы, а речные воды текут крайне замедленными темпами). При последних обстоятельствах морские воды, практически лишенные у дна кислорода, заходят в область эпиконтинентальных морей, и на их дне начинает господствовать преимущественно восстановительная, анаэробная обстановка» (там же).

«Если обратиться к рисунку, на котором изображена схема химической дифференциации, то нетрудно видеть полное совпадение этой схемы с только что сказанным ... Последовательность выпадения в осадок растворимых веществ вполне соответствует ... правилу, что чем щелочнее металл, тем дольше он удерживается в растворе и тем большая величина pH требуется для его осаждения» (там же, стр. 278, 279) и, следовательно, каменная и калийные соли должны выпадать из наиболее щелочных вод. Вместе с тем «падение окислительного потенциала..., совпадающее с общим направлением миграции поверхностных растворов, фиксируется в осадках последовательным выпадением гидроокисей металлов, затем их закисных соединений (например, карбоната железа) и, наконец, сульфидов» (там же, стр. 285). Именно в таком порядке и располагаются химические осадки в схеме химической дифференциации, по крайней мере в первой ее половине.

Как видим, схема химической дифференциации, показанная на фиг. 46, получает как будто физико-химическое обоснование, базирующееся на закономерностях распределения pH и Eh в направлении от континента к морю. Подчеркнем еще раз, что *все твердые фазы осадка возникают при этом на стадии седиментогенеза, что является характернейшей чертой развитой Л. В. Пустоваловым концепции.*

Но ко времени, когда создавалась эта схема, в сознании литологов уже прочно укоренилось представление о том, что после образования осадка идет его преобразование в породу, или диагенез. Поэтому крайне интересно знать, как представляет себе Л. В. Пустовалов диагенетическую стадию?

Вслед за А. Е. Ферсманом (1922) [1] Л. В. Пустовалов представляет себе осадок как неуравновешенную физико-химическую систему, уравновешивание которой и составляет сущность стадии диагенеза. Нужно сказать, однако, что подобно своему предшественнику, он не вскрывает, в чем состоит конкретно эта неуравновешенность и какие конкретно процессы создают уравновешивание. Поэтому принятое физико-химическое толкование диагенеза остается у Л. В. Пустовалова только красивой

[1] Правда, нигде не упоминая об этом.

фразой без реального содержания. Ибо те процессы, которые он указывает для диагенеза, — перекристаллизация, старение коллоидов, образование конкреций, возникновение более устойчивых минералов (например, переход арагонита в кальцит, опала в халцедон, а последнего в кварц, марказита в пирит и т. д.), едва ли могут считаться процессами физико-химического уравновешивания. И только один из них — химическое взаимодействие составных частей осадка, представляющее собой, по словам автора, «один из самых эффективных процессов стадии формирования осадочной породы» — действительно может рассматриваться как процесс физико-химического уравновешивания системы. Примером является возникновение сидерита за счет редукции Fe_2O_3 органическим веществом. Но, к сожалению, этот пример находится в резком противоречии со схемой химической дифференциации, ибо согласно этой схеме сидерит, как и хлориты и даже сульфиды железа, суть седиментационный, а не диагенетический минерал. Вероятно, во избежание углубления противоречия дальнейшее изложение процессов химического уравновешивания в морских осадках сделано не было.

Описанная схема осадочной дифференциации в представлении Л. В. Пустовалова находится в теснейшей зависимости от хода тектонических процессов, в частности от проявления «мировых геологических революций».

«Общепризнанными, — пишет он, — являются три революционных этапа (мировых геологических революций) на протяжении наиболее полно изученной истории Земли:

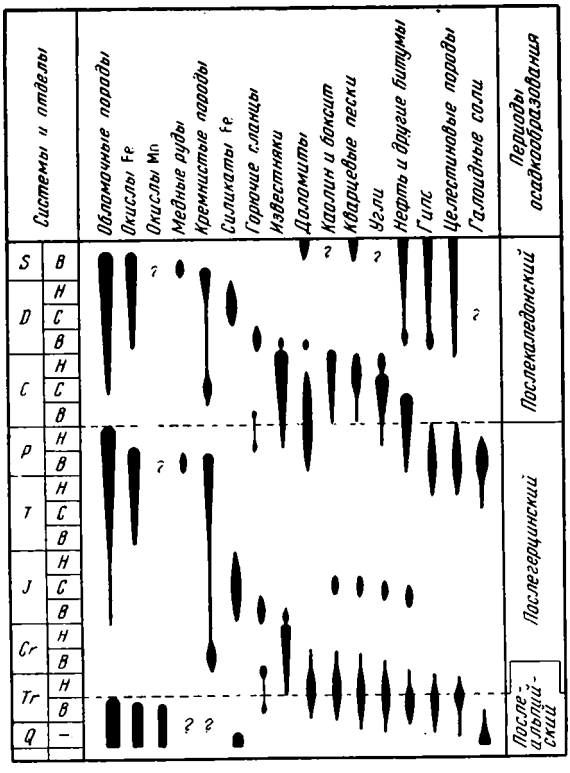
1. Каледонский — на границе силура и девона.
2. Герцинский, или варисцийский, — в конце палеозоя.
3. Альпийский — в конце третичного времени.

В промежутке между указанными революционными периодами, для которых характерно повсюдное их проявление, совершаются местные революционные вспышки, фазы горообразования, охватывающие лишь отдельные континенты, а чаще только некоторые их части; они рассматриваются как затухание предшествующего революционного периода или как предвозвестники нового революционного этапа» (там же, стр. 356).

Периодичность тектонической жизни вызвала периодичность осадкообразования в истории Земли, что наглядно показано на фиг. 47; диаграмма эта составлена «применительно к Европейской части СССР с учетом главнейших зарубежных месторождений» (там же, стр. 363). Изучая распределение пород на диаграмме, Л. В. Пустовалов установил «закон периодичности осадкообразования», который он сформулировал следующим образом: «последовательность образования доминирующих типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества и повторяется вновь после каждой мировой геологической революции, составляя большие периоды осадконакопления; на фоне больших периодов могут иметь место малые периоды осадконакопления, имеющие местное значение и связанные с местными проявлениями тектонических сил» (там же, стр. 361).

Таким образом, чисто физический процесс — тектонические поднятия — становятся фактором чисто химического осадкообразования. Спрашивается, как понять эту связь? Л. В. Пустовалов истолковывает ее весьма интересным путем.

В моменты геологических революций, когда рельеф континентов резко повышен, последние интенсивно денудируются и вместе с тем с них стекают увеличенные количества пресных, богатых O_2 и с низким pH вод. В промежутках между революциями рельеф понижается, воды текут медленнее; механическая денудация резко падает, химическое разложение возрастает. На осадкообразовании в бассейнах это отражается так. В моменты революции реки «больше выносят пресной воды в море, и ...



Фиг. 47. Схема периодичности минерального осадконакопления (составлена применительно к Европейской части СССР с учетом главнейших зарубежных месторождений; по Л. В. Пустовалову, 1940)

дальше от берега сказывается их опресняющее действие; совершенно очевидно, что в эти же моменты происходит максимальное расширение промежуточной (с пониженным pH. — *Н. С.*) зоны, а воды с максимальным значением pH оттесняются от берегов, сообразно с чем передвигаются в глубь морей все фации и изменяются границы осаждения различных типов осадков, растягиваясь на большие пространства вокруг приподнятых материков. Напротив, в моменты пониженной средней высоты континентов реки стекают с них медленно. Значительная часть воды задерживается на пенепленизированных континентах, пропитывая собою почву и образуя болота и другие мелкие континентальные водоемы; опресненный пояс вокруг материков сильно сужается; воды с высоким значением pH приближаются к берегам, входят даже в область эпиконтинентальных морей, которые при других условиях бывают в той или иной мере опреснены и, таким образом, создают здесь фации, характерные в другое время для более глубоких и открытых водоемов» (там же, стр. 280).

«В пространственном расположении вод с различным средним потенциалом окисления и в их миграции в пространстве и во времени мы наблюдаем весьма большую аналогию с тем, что уже говорилось про воды с различным средним значением pH. Это и вполне понятно, так как, как уже отмечалось, потенциалы окисления с возрастанием величин pH убывают» (там же, стр. 285).

Из изложенного видно, что периодический ход осадочной и, в частности, химической дифференциации осуществляется через подачу в бассейны разных масс пресной воды при разных, но периодически повторяющихся тектонических режимах. К сожалению, остается неясным, имеются ли наряду с периодическим повторением форм осадочного процесса какие-либо признаки его необратимого изменения в истории Земли.

Стоя на позициях диалектического материализма, как он это неоднократно подчеркивал, Л. В. Пустовалов, конечно, не мог не признавать в принципе наличия такого развития. Однако в его работе нет никаких конкретных указаний на этот счет. Эта проблема в его книге, по существу, не рассматривалась.

Обозревая теорию осадочной дифференциации в целом, нельзя не согласиться с тем, что она достаточно проста и понятна, а одинаковость хода дифференциального процесса по двум координатам — в пространстве и во времени (внутри каждого тектонического этапа) — придает ей большую стройность и цельность. Не удивительно поэтому, что Л. В. Пустовалову казалось, что он открыл в осадочном процессе такой же фундаментальный закон природы (закон глобальной периодичности осадкообразования), каким является в химии периодический закон Д. И. Менделеева (там же, стр. 361, 362). Не удивительно также, что очень многие, даже крупные советские литологи, в начале 40-х годов познакомившись с этой стройной и простой общей схемой литогенеза, были увлечены ею, и на протяжении примерно десятилетия она была путеводной звездой при теоретическом анализе частного, регионального материала. В литературе вплоть до начала 50-х годов можно многократно встретить восторженные отзывы и безоговорочное следование за схемой Л. В. Пустовалова, хотя наряду с этим уже в 1943 г. появились серьезные критические замечания в адрес этой схемы [1]; особенно много было их сделано в 1949—1952 гг. во время литологической дискуссии [2].

Вспомнив состояние литологии во второй половине 30-х годов — особенно широко распространенное тогда увлечение чисто физико-химическим толкованием аутигенного породообразования, а также стремление выдвигать вперед тектонический фактор в литогенезе — нетрудно понять успех теории осадочной дифференциации: очень уж созвучна была она тогдашнему умонастроению литологов. Это созвучие было не только в физико-химическом характере концепций, но и в методе — в полете дедуктивно-умозрительной мысли, даже в терминологии. Как мы знаем, еще в 1931 г. В. П. Батурин говорил о «дифференциации терригенных осадков», несколько позже Б. Б. Полынов (1934) ввел понятие о дифференциации химически растворенных веществ, покидающих кору выветривания; А. Д. Архангельский по крайней мере дважды (1936, 1937) даже конструировал схемы химического разделения растворенных компонентов, поступающих в водоем (озерный или морской); то же повторено М. С. Швецовым в 1938 г. Чисто дедуктивные схемы разделения предлагались В. М. Гольдшмидтом и А. Е. Ферсманом. Даже идеи о миграциях минеральных новообразований то ближе к берегу, то дальше от него, в зависимости от тектонического режима суши, уже давно высказаны были Л. Кайо (Cayeux, 1897) и повторены А. Д. Архангельским (1912 г.), В. В. Ламанским (1905). Таким образом, концепция Л. В. Пустовалова, в сущности, суммировала и дополняла очень многое из того, что уже высказывалось до него, особенно в 30-х годах. Почва для нее была подготовлена и развитием дедуктивно-умозрительного метода исследования, и наклонностью к физико-химическим решениям вопросов, и стремлением связывать осадкообразование с тектоническими процессами, игнорируя действие климатического фактора. У Л. В. Пустовалова все эти идеи и тенденции получили, так сказать, законченное синтетическое выражение и красивую, подкупающую форму. Отсюда ее быстрый, феерический успех. Теория осадочной дифференциации вспыхнула метеором, но довольно скоро потухла. Причины ее успеха ясны, но вот почему она была так скоро развенчана — это обстоятельство требует рассмотрения.

[1] Статьи В. П. Батурина, Н. П. Чирвинского и Б. П. Кротова (см. Изв АН СССР, серия геол., за 1943 г.).

[2] См. Изв. АН СССР, серия геол., за 1950—1952 гг.

2. Об ошибках теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова

Решающей причиной было, конечно, то, что *при сравнении теории с действительным ходом осадочного породообразования постепенно вскрывалось все большее и большее количество ее фактических ошибок и методических промахов, показавших, в конце концов, что теория осадочной дифференциации ни в какой мере природе не соответствует.*

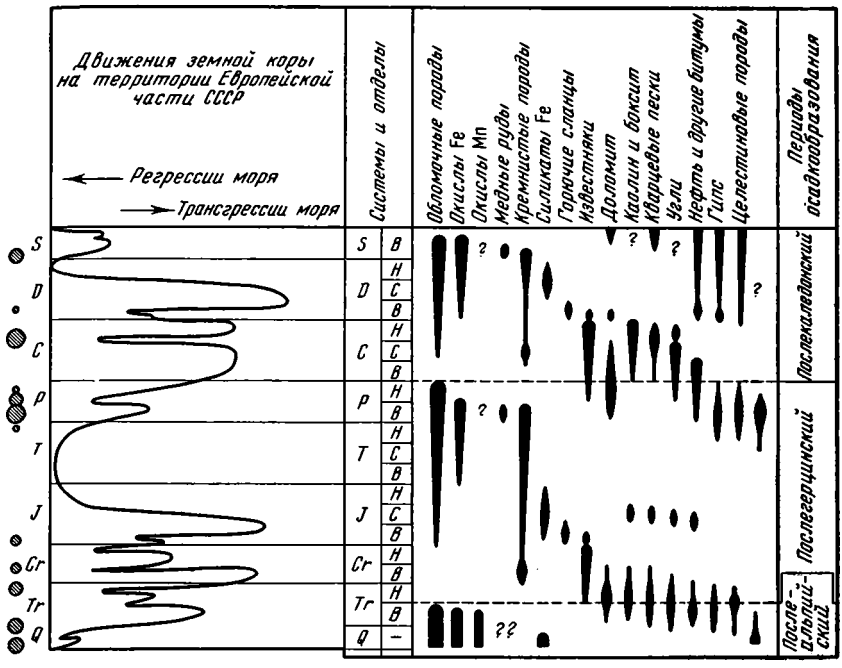
В настоящее время, когда наши фактические знания резко возросли сравнительно с концом 30-х годов, в пору создания Л. В. Пустоваловым своей теории, ее глубокая ошибочность стала особенно ясной.

Пожалуй, наиболее наглядны ошибки и своеобразие методики Л. В. Пустовалова в диаграмме, демонстрирующей его закон периодичности минерального осадконакопления. *Какую бы породу ни взять, ее реальное стратиграфическое распространение оказывается не таким, каким оно показано на диаграмме.* Олигоценовые руды юга СССР отнесены почему-то к неогену и четвертичному периоду; показано обилие кремнистых пород в верхней перми, триасе, юре и Cr_1, где их нет, и отсутствие их в палеогене, где их много; отсутствуют обломочные породы в Cr_1 и палеогене, где их много; отмеченное в диаграмме большее развитие известковых пород в нижнем мелу и ослабление их в верхнем прямо противоположно природным данным, ибо на деле в нижнемеловом отделе известняки на платформе отсутствуют совсем, а в верхнемеловом развиты чрезвычайно широко. Неведомо откуда в третичное время появились целестиновые породы; указание на то, что гипс и целестиновые породы наиболее развиты в силуре, а в девоне все убывают, совершенно не отвечает действительности. И так далее в том же духе. Эти примеры доказывают, что диаграмма Л. В. Пустовалова отражает вовсе не то, что имеет место в действительности на площади, бывшей базой для конструирования диаграммы, а *то, что хотелось бы видеть на ней автору по его «закону периодичности» и схеме осадочной дифференциации.*

Чтобы еще отчетливее оттенить характер диаграммы, я показал на ней дополнительно общий ход орогенических и эпейрогенических движений на площади, к которой относится диаграмма (фиг. 48). Из сопоставления рядов осадкообразования с тектоническими движениями отчетливо видно, что каждый ряд получает свое начало от «революционного толчка», а затем, так сказать, автоматически развивается, как бы развертывается, вне какой-либо связи с ходом эпейрогенических движений и изменениями физико-географической обстановки. Последние могут быть весьма разнообразны, палеогеография может изменяться калейдоскопически, но смена одного типа пород другим идет сквозь этот калейдоскоп неизменно в одном направлении, определяемом принятой Л. В. Пустоваловым схемой осадочной дифференциации. Теория осадочной дифференциации — хотел Л. В. Пустовалов или нет — приобретала черты теории седиментационного автогенеза.

Интересна и еще одна деталь. Как известно, климатические условия в верхнем палеозое и мезозое в Европейской части СССР были резко различны. Между тем на диаграмме Л. В. Пустовалова герцинское и альпийское осадкообразование на площади Европейской части СССР протекает в совершенно одинаковых формах. Влияние климата на осадкообразование не отмечается вовсе. Этот дефект, кстати сказать, является характернейшим для теории осадочной дифференциации вообще: она признает только влияние тектонического режима, а не климата.

Совершенно очевидно, что, конструируя свою диаграмму периодичности, Л. В. Пустовалов, хотел он этого или не хотел, выступил, в сущности, не в качестве «испытателя природы», раскрывающего объективно



Фиг. 48. Орогенические и эпейрогенические движения земной коры в Европейской части СССР и периодичность осадкообразования (по Л. В. Пустовалову)

Кривая эпейрогенеза и орогенические фазы добавлены (мною. — *Н. С.*) для сравнения хода колебательных движений земной коры с ходом осадочного процесса. Штрихом в кружках показаны орогенические фазы в геосинклиналях

существующие законы осадкообразования, а в качестве «законодателя для природы», предписывающего, как должно было бы протекать осадкообразование по его схеме осадочной дифференциации.

Эта особенность очень наглядно выступает в объяснении, которое он дает своему закону периодичности. Все дело, как мы знаем, в том, что после горообразования резко увеличивается речной сток с континента в бассейн, и это сдвигает все значения pH и Eh в придонном слое воды в сторону моря, при пенепленизации же речной сток убывает, и те же величины pH и Eh сдвигаются в сторону континента. А так как ход осадочной дифференциации контролируется сочетанием величин pH и Eh, то это и определяет всегда однообразный ход осадконакопления после «мировых революций».

Но в природе дело с режимом pH и Eh обстоит совсем не так. Режим pH в водах бассейнов определяется, как известно, содержанием главным образом карбонатов кальция и магния, которое само связано через CO_2, с одной стороны, с атмосферой по схеме:

Воздух	CO_2 атмосферы
	$\downarrow\uparrow$
Вода	CO_2 (в воде) $\rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3$

а с другой стороны — с живым веществом:

$$\text{Живое вещество} \rightleftarrows CO_2 \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3.$$

Связь с атмосферой происходит через диффузию газообразной CO_2 в одних случаях из воды в атмосферу, в других — в обратном направлении. Но так как эта диффузия осуществляется весьма медленными темпами, естественно, связь с живым веществом — непрерывная и теснейшая — выступает на первый план, и щелочно-кислотный режим морской воды, при длительной стабильности содержаний CO_2 в атмосфере, контролируется в конечном счете живым веществом. Им же определяется и режим окислительно-восстановительный. Это твердо установленные факты для современного момента и для всего промежутка времени, протекшего с появления жизни в море, во всяком случае с конца докембрия, к которому относится диаграмма Л. В. Пустовалова. Действие речного стока на режиме pH и Eh сказывается в узкой полосе прибрежья и притом *не на придонной воде,* как полагает Л. В. Пустовалов, *а только в поверхностном слое ее, ибо пресная речная вода расплывается по поверхности более плотной морской.* Все это означает, что физико-химический механизм, придуманный Л. В. Пустоваловым для объяснения его закона периодичности, реализоваться в природе просто не может. Это — физико-химическая фикция, которая пригодна, конечно, лишь для словесного объяснения другой такой же фикции — периодического течения осадочной дифференциации во времени.

Конструируя свою физико-химическую концепцию, Л. В. Пустовалов недостаточно знал гидрологию и гидрохимию современных морей, и это дало ему возможность создавать свои априорные законы морской гидрохимии.

Но оставим в стороне закон периодичности и рассмотрим саму схему осадочной дифференциации. Правильно ли передает она физико-химическую сущность осадочного породообразования? Насколько обоснована отделение химической дифференциации от механической? Насколько верно определены соотношения между седиментационной и диагенетической стадией и реальные процессы, протекающие на той и другой?

К сожалению, на все эти вопросы отвечать приходится однообразно: отрицательно.

В самом деле, проследим шаг за шагом ход осадочного породообразования в его наиболее полном виде. Оно начинается на водосборах физическим и химическим выветриванием материнских пород, т. е. *их фазовым преобразованием*; вместо одних минералов возникают другие, а часть вещества переходит в раствор. Именно эти фазовые преобразования в коре выветривания и лежат в основе всего дальнейшего и, в частности, становятся толчком к миграциям новых фаз в виде кластического материала и растворов. Так как речная сеть дренирует весьма разнообразные породы, то в магистральном русле происходит, прежде всего, *смешение* переносимого материала, которое продолжается и далее в конечном водоеме стока [1]. Одновременно с перемещением этого смешанного материала происходит, конечно, и некоторое его разделение, прежде всего, по размерам и крупности зерна, т. е. осадочная дифференциация, но *в речном русле явно преобладает смешение, а не разделение вещества.* Но тут же — и в реках и в бассейнах — происходят новые фазовые превращения: часть твердых фаз растворяется, а из части растворенных образуются новые твердые фазы, которые смешиваются с уже имеющимися. При падении гидравлически равноценных твердых фаз разного состава и генезиса на какую-либо точку дна и при образовании здесь осадка эти фазы также *смешиваются,* кроме того, к ним присоединяются минеральные раковины биоса и его органическое вещество, что увеличивает значение процессов

[1] На важность процессов смешения в седиментационном процессе впервые обратили внимание Г. Ф. Крашенинников и Д. Г. Сапожников в ходе литологической дискуссии 1950—1952 гг.

смешения. Как только осадок зафиксировался на дне, в нем начинаются процессы его химического преобразования: исходные твердые фазы и составные части иловой воды порождают новые минералы, т. е. происходят дальнейшие *интенсивные фазовые преобразования.* В силу пестроты физико-химических условий в осадке аутигенные минералы начинают перераспределяться, образуя стяжения — конкреции. При этом конкрециеобразующие компоненты уходят из некоторого объема осадка, стягиваясь в другом, меньшем. По отношению к участкам ила, откуда компоненты уходят, этот процесс можно трактовать как разделение вещества, т. е. его дифференциацию, но в самой конкреции *они вновь смешиваются,* т. е. здесь реальным оказывается противоположный процесс — смешение. При этом нужно иметь в виду, что благодаря неодинаковой геохимической подвижности разных элементов многие из них в конкрециях накопляются избыточно относительно других. Так, например, отношение Mn : Fe в родохрозитовых стяжениях всегда бывает существенно выше, чем во вмещающих илах: *смешение ряда веществ в конкрециях поэтому выше, чем во вмещающих илах.* Тому же содействуют процессы изоморфного замещения в аутигенных (диагенетических) минералах.

Обозревая этот ход осадочного породообразования, который сейчас уже не вызывает сомнений, нельзя не обратить внимания на то, что *он вовсе не сводится к дифференциации вещества,* как полагает Л. В. Пустовалов. *Дифференциация даже не является главным моментом в этом процессе. Главное в осадочном породообразовании — это фазовые превращения веществ, которые красной нитью проходят через все стадии осадочного процесса.* Они резко развиты на водосборах, где являются отправным пунктом осадочного процесса и дают толчок ему, происходят в ослабленной форме в путях миграции вещества и очень сильно в диагенезе, превращающем осадок в породу. Очень сильно развиты также процессы смешения, особенно в путях миграции, где смешиваются вещества, поступающие из разных рек, и на дне — в самый момент образования осадка — при фиксации упавших разнородных веществ; реальное смешение имеет место и в диагенезе при возникновении стяжений. Поэтому *видеть сущность осадочного породообразования в дифференциации веществ или даже придавать ей решающее значение,* как это делает Л. В. Пустовалов, *просто невозможно. Сущность осадочного породообразования заключается в фазовых преобразованиях веществ и их перераспределении на поверхности Земли, при котором имеет место и разделение, и смешение веществ, причем смешение веществ играет не меньшую роль, чем разделение, а чаще выступает даже на первый план.*

Таким образом, трактуя осадочное породообразование как дифференциацию веществ, пришедших в движение на поверхности Земли, Л. В. Пустовалов весьма превратно и односторонне представляет себе суть реально протекающего в природе литогенеза.

Естественно выяснить, в чем причина ошибочного толкования Л. В. Пустоваловым сущности осадочного породообразования? В том, что он *всякое различие в вещественном составе пород трактует только как результат разделения веществ.* Между тем в действительности различия пород возникают с неменьшей частотой и яркостью и путем смешения разнородных компонентов. Например, переход от вулканических туфов к туффитам и породам с малым содержанием туфового материала происходит только за счет все уменьшающегося смешения туфового материала с обычным терригенным. В юго-восточной части Тихого океана переходные осадки от диатомовых илов к известковым возникли отнюдь не в результате химической дифференциации $CaCO_3$ и SiO_2, а оттого, что в планктоне кремневые организмы замещаются известьвыделяющими, и на дно во все большей степени поступает $CaCO_3$, т. е. увеличивается его

смешение с SiO_2 и т. д. Таких примеров из современного осадкообразования, в котором мы в состоянии правильно установить суть процесса, можно привести много. Сложнее обстоит дело, когда мы оперируем образцами пород из разрезов. В этом случае, строго говоря, мы не можем достоверно сказать, произошли ли различия их в результате процессов дифференциации веществ или смешения: с одинаковой вероятностью здесь мог иметь место и тот и другой процесс. Но по инерции мысли — видеть за различием разделение — Л. В. Пустовалов трактует разницу в породах как результат дифференциации вещества. *Именно эта привычная инерция мысли и породила теорию осадочной дифференциации, совершенно извращенно и однобоко представляющую сущность природного осадочного породообразования.*

Как мы знаем, Л. В. Пустовалов подразделяет осадочную дифференциацию на механическую и химическую. Подразделение на первый взгляд очень ясное и правдоподобное. Но оно базируется на полном незнании того, в каких формах мигрирует в природе подавляющее большинство элементов: Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Co, Ni и другие микроэлементы. Л. В. Пустовалов принимает, что они переносятся в растворенном состоянии и потому и осаждаются под влиянием pH и Eh. В действительности все названные элементы, дающие труднорастворимые соединения, переносятся реками главным образом, а иногда почти целиком, в виде взвесей, в составе терригенного материала разной крупности и распределяются на дне по законам механической седиментации. Те же порции элементов, какие мигрируют в растворе, после выпадения в самостоятельную твердую фазу или после сорбции на уже имеющихся субколлоидных или коллоидных терригенных взвесях переносятся вместе с гидравлически эквивалентными им кластогенными частицами и распределяются также по законам механической седиментации. Правильность этого утверждения подтверждается изучением распределения железа, марганца, фосфора и ряда микроэлементов не только в осадках ряда современных водоемов, но и в отложениях многих древних бассейнов: палеогена юга СССР, нижнекарбонового и верхнедевонского на Русской платформе и многих других. Сейчас это твердо установленный факт. Что касается $CaCO_3$ и SiO_2, то хотя они и идут практически в растворах, притом ненасыщенных, но выделяются сейчас биогенно, и их распределение на дне контролируется размещением известковых и кремневых организмов. При этом бóльшая или меньшая примесь разбавляющего терригенного материала определяет бóльшую или меньшую чистоту возникающих карбонатных и кремнистых пород в современный геологический момент; так же, судя по имеющимся материалам, обстояло дело в течение всего постальгонкского времени: хемогенная осадка $CaCO_3$ и SiO_2 в это время была уже в основном подавлена интенсивно развивавшимся биосом. Осаждение $CaSO_4$, NaCl и калийных солей действительно происходит хемогенно, но механизм их все же иной. Садка NaCl, KCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, NaBr, KBr не зависит ни от Eh, ни от pH, как это неправильно утверждает Л. В. Пустовалов, а контролируется только растворимостью этих солей и степенью их насыщения в рапе того или иного соляного бассейна. Садка $CaSO_4$ теоретически зависит в какой-то мере от pH и Eh, но эта зависимость ничтожна, и выпадение гипса из раствора контролируется также состоянием насыщения рапы сульфатом кальция. К тому же, как показало изучение современных рапных озер сульфатного и хлоридного классов (т. е. подавляющей массы соляных озер вообще), садка $CaSO_4$—NaCl—KCl и т. д. идет, вопреки утверждению Л. В. Пустовалова, в поле не возрастающих, а низких и все понижающихся значений pH, обязанных гидролизу $MgCl_2$ и $MgSO_4$.

Эти факты были известны в литературе еще до создания Л. В. Пустоваловым теории осадочной дифференциации, но он, вероятно по незна-

нию, прошел мимо них, как прошел мимо очень большого числа других кардинальных фактов. Таким образом, разделение осадочной дифференциации на механическую и химическую оказывается таким же надуманным и неверным, как и определение сущности осадочного породообразования.

Выше указывалось, что, определяя вслед за А. Е. Ферсманом диагенез как стадию физико-химического уравновешивания разных компонентов осадка, Л. В. Пустовалов не вскрыл, в чем же конкретно состоит эта неуравновешенность, и потому не мог наметить и самих процессов уравновешивания. Это было сделано лишь в 1953 г. автором этих строк. И тогда оказалось, что силикаты, карбонаты, сульфиды железа, карбонаты марганца, сульфиды свинца, цинка, меди и других металлов нужно исключить из ряда химической дифференциации, изображающей процессы в седиментогенезе, ибо названные минералы возникли лишь в диагенезе. Стройный ряд нарушился и, в сущности, исчез. Любопытно, что Л. В. Пустовалов в той же первой части своей работы сам начал разрушение этого ряда, признав, например, что $FeCO_3$ возникает в диагенезе (там же, стр. 390). Почему он не сделал этого по отношению к сульфидам и силикатам железа, карбонатам марганца и сульфидам тяжелых металлов, остается неизвестным и доказывает лишь его непоследовательность: все основания считать их диагенетическими были налицо. Но вот что примечательно: рассуждая о соотношениях в диагенезе минералов и среды, их окружающей, он неожиданно пришел к совершенно парадоксальным выводам. «С этой точки зрения, — пишет он, — выпадающие в осадок ангидрит, гипс или каменная соль представляют собою раннедиагенетическое или сингенетическое [1] образование; нетрудно видеть, что в некоторых случаях породы могут почти нацело состоять из раннедиагенетических продуктов. Это утверждение на первый взгляд кажется несколько необычным, но оно является неизбежным следствием приведения в порядок и уточнения терминологии в области учения об осадочных породах» (там же, стр. 392).

Нужно лишь удивляться тому, как, трудясь над приведением в порядок терминологии, Л. В. Пустовалов невзначай сам нарушил по существу свой ряд химической дифференциации.

Перечисленное отнюдь не исчерпывает того множества крупных и мелких фактических ошибок, противоречий самому себе, своеобразных, иногда совершенно непонятных представлений, которые открываются при внимательном чтении книги с карандашом в руках: например, почему ряд химической дифференциации в океанах, развиваясь вначале в прямом направлении, после достижения садки SiO_2 и $CaCO_3$ вдруг начинает развиваться в направлении противоположном (там же, стр. 332—334) и т. д. Совокупность этих дефектов и привела к тому, что эффектная, простая и «доходчивая» теория осадочной дифференциации оказалась на деле как бы сооружением из тонкого стекла, быстро рассыпавшимся под ударами критики.

В настоящее время концепция Л. В. Пустовалова представляет собой давно пройденный этап в становлении общей теории литогенеза и имеет лишь исторический интерес. Вспыхнув ярким метеором в самом конце 30-х годов, она через 10—12 лет сошла со сцены, хотя некоторые ее идеи иногда повторяются у отдельных исследователей.

---

[1] В понимании Л. В. Пустовалова ранний диагенез включается в сингенез (там же, стр. 381).

3. О гносеологической природе теории осадочной дифференциации

Разбирая судьбу теории осадочной дифференциации, неизбежно приходишь к вопросу о ее гносеологической природе. Чем же она, в конце концов, была: серьезным эмпирическим обобщением, основанным на большом количестве фактов и подводящим итоги работы 20—30-х годов? Или только остроумной натурфилософской концепцией, созданной дедуктивно-умозрительным путем, которой лишь употребление физико-химической терминологии придало научный вид? Мне кажется, что после вышеприведенного разбора двух мнений быть не может. *«Теория осадочной дифференциации» есть типичная дедуктивно-умозрительная литологическая натурфилософия.* По своей методологии и стилю она живо напоминает такие натурфилософские работы, как «Эпохи развития Земли» Ж. Бюффона или трактат Ж. Кювье «О превращениях земного лика». Подобно этим двум своим прообразам натурфилософская литологическая концепция Л. В. Пустовалова, конечно, отталкивалась от некоторых достоверных геологических фактов: разнообразия физических и химических свойств минеральных веществ, явлений переноса, осаждения, преобразования веществ и др. Но из этих ограниченных и очень общих фактических посылок путем чисто логических умозрительных выкладок создавалось такое огромное здание, которое в целом оказалось продуктом фантазии, а не внимательного обобщения, существовавшего в 20—30-е годы фактического материала.

Описания пород во II части книги Л. В. Пустовалова отнюдь не обосновывали теории: они просто вставлялись в готовую логическую канву, как картины вставляются в рамку. Сами по себе эти фактические описания были неплохими, но для обоснования теории они ничего не давали. Дедуктивно-умозрительная концепция носилась над ними, как «дух божий над водами».

Мне представляется чрезвычайно важным подчеркнуть именно то обстоятельство, что *теория Л. В. Пустовалова есть не эмпирическая научная, а натурфилософская концепция,* ибо эта ее природа до сих пор не понята должным образом многими литологами. Она использовала и доводила до логического конца те приемы дедуктивных физико-химических концепций, которые были распространены у нас в 30-х годах, но имели лишь частный характер. Но она прошла мимо большого фактического материала, накопленного по древним породам к концу 30-х годов, и не использовала его с должной объективностью для создания общей теории литогенеза. И уж совсем не посчиталась с тем, как идут реальные процессы осадкообразования в современных водоемах.

Подчеркнем три характерные черты этой литологической натурфилософии, которые повторялись затем в других, менее эффектных и менее впечатляющих попытках построения аналогичных дедуктивно-умозрительных схем.

Одна из этих черт — представление о том, что *ведущим фактором литогенеза является тектонический режим, климат же играет совершенно второстепенную роль.* Это обстоятельство повлекло за собой то, что литогенез в целом на поверхности Земли оказался в теории Л. В. Пустовалова оторванным от общей жизни внешних геосфер, в частности от жизни гидросферы, атмосферы, их движений, баланса тепла и влаги и других процессов чисто экзогенного происхождения. *Литогенез развивается также вне отчетливого влияния на него биоса и подчиняется практически лишь «законам физико-химии»,* что глубоко ошибочно.

Очень характерно, вместе с тем, что *концепция Л. В. Пустовалова антиисторична.*

«Поскольку Л. В. Пустовалов, — говорилось в содокладе[1] 1-му Совещанию по осадочным породам в 1952 г., — не показал никаких различий осадочной дифференциации в отдельные геологические периоды, его схема, по существу, является метафизической, не учитывающей действительного развития осадочного процесса в истории Земли. Столь же ярко это сказывается и в сформулированном им „законе" периодичности осадкообразования, сводящемся к простому многократному повторению одного и того же набора тождественных друг другу пород в течение каждого из последовательно сменяющих друг друга больших циклов осадконакопления, разделенных „мировыми геологическими революциями". В таком понимании процессов осадкообразования не видно ни малейшего движения вперед, никакого подлинного изменения процессов породообразования» (Совещание по осадочным породам, 1952, вып. 1, стр. 46). Этот дефект был отмечен и в решении Совещания (Совещание по осадочным породам, 1955, вып. 2, стр. 158).

Таким образом, натурфилософская «теория осадочной дифференциации» абстрагировалась не только от жизни внешних геосфер Земли: гидро-атмо-биосфер, но и от их исторического развития в геологической истории. Это и предопределило ее судьбу.

4. О возможностях построения эмпирической общей теории литогенеза в 20—30-е годы

В заключение остается коснуться вкратце вопроса: возможно ли было в конце 30-х годов построить общую теорию литогенеза, близко воспроизводящую природные процессы и лишенную тех дефектов, какие свойственны теории осадочной дифференциации? Анализируя этот вопрос, я прихожу к выводу: нет, нельзя. Слишком многого для этого еще не хватало. Не было знания процессов формирования кор выветривания, их разных типов и последовательности выноса из них элементов; не было знания форм миграции элементов в реках, а также реальных соотношений между механической и химической денудацией; не было отчетливых представлений о том, как меняется осадочный процесс в разных климатических зонах и т. д.; этот перечень можно было бы продолжить (см. часть III). Вероятно, именно этот недостаток чисто фактического знания многих коренных вопросов литогенеза и удерживал даже крупных, но более реально и эмпирически мыслящих литологов того времени, как А. Д. Архангельский, А. В. Казаков, В. П. Батурин, от попыток построения общей теории литогенеза. *Для эмпирически обоснованной общей теории литогенеза еще не было базы.* И только исследователь с наклонностью к дедуктивно-умозрительному мышлению и верой в возможность разгадать таким путем тайны природы мог рискнуть на такой шаг, владея даже меньшим запасом историко-геологических знаний, чем названные выше ученые. В результате возникла типичная дедуктивно-умозрительная натурфилософская концепция, весьма далекая от действительного хода литогенеза.

Интересно, что после появления книги ни сам автор ее, ни его сторонники не сделали ничего для того, чтобы исправить дефекты теории, приблизить ее к фактам и усовершенствовать первоначальную схему. Невольно встает вопрос: почему так? Мне кажется, потому, что *все нарастающее обилие новых фактов сплошь говорило против этой концепции и ничего — за.* Надо было в корне менять и основную установку концепции и самый метод создания новых представлений, т. е. произвести замену первоначальной схемы на другую, — задача, решение которой, как

[1] Написанном П. Л. Безруковым, Б. М. Гиммельфарбом, Н. М. Страховым, Е. В. Шанцером, М. С. Швецовым, В. С. Яблоковым.

правило, недоступно для творцов дедуктивно-умозрительных теорий. Создав свою схему, они обычно только оберегают ее, а не развивают и тем более не заменяют.

Оценивая теорию осадочной дифференциации в историческом аспекте, нельзя сказать все же, что роль ее в истории науки была только отрицательной из-за обилия свойственных ей ошибок. Да, она уводила науку с пути эмпирического познания на скользкий путь умозрительного теоретизирования — мимо фактов или даже вопреки фактам. Да, от нее остались некоторые неверные и тормозящие дальнейший прогресс идеи (например, пренебрежение ролью живого вещества, игнорирование роли климата, резкое выпячивание тектонического фактора и др.). Но при всей своей примитивности, а, может быть, именно благодаря ей, она пробудила интерес к поискам теории, более близко отвечающей природным процессам, и тем самым дала толчок к активной работе в этом направлении. В этом несомненная заслуга Л. В. Пустовалова. Известно, что яркая ошибка после ее осознания содействует нахождению правильных путей дальнейшей работы, указывая, чего следует избегать. Именно такую роль яркой, но полезной ошибки и сыграла литологическая натурфилософия Л. В. Пустовалова.

ИСКАНИЯ В ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА С СЕРЕДИНЫ 40-х ДО КОНЦА 60-х ГОДОВ

Время после 1945 г. в развитии литологических исследований в СССР — это особое время. Оно характеризуется появлением ряда новых направлений. Начинается серьезное изучение вторичных изменений осадочных пород (катагенеза, раннего метаморфизма), развивается геохимия осадочных пород, которая постепенно вырастает в новую самостоятельную геологическую дисциплину. Создается учение о рудном эпигенезе осадочных пород. Начинается изучение литологии докембрия. Я не говорю уж о многочисленных работах по формациям осадочных пород, что, строго говоря, скорее относится к региональной геологии, чем к литологии. По сумме всего сделанного время после войны далеко оставляет за собой предыдущие два этапа. За срок немного больший, чем 25 лет, литология в СССР, выражаясь фигурально, выросла на порядок. Это двадцатипятилетие по праву может быть названо героическим периодом в развитии советской литологии.

Сообразно с установкой книги прослеживать эволюцию только собственно литогенетических идей, т. е. представлений о седиментогенезе и диагенезе, мы оставим в стороне указанные выше направления, как-бы ни были они интересны, и по-прежнему будем иметь дело только с литогенезом.

В этой области исследований характерной особенностью 40—60-х годов является то, что *на авансцену все больше выходят не столько вопросы генезиса отдельных пород, сколько общие вопросы осадочного породообразования*: закономерности механической и аутигенной седиментации в водоемах разного типа, детальное изучение диагенеза и его вариаций в разных условиях, связь литогенеза с климатом и тектонической структурой земной коры, определение степени воздействия на осадочный процесс вулканизма, выявление эволюции литогенеза в ходе геологической истории и т. д. Делаются новые попытки построения общей теории литогенеза (автором этих строк, В. П. Казариновым, Б. П. Кротовым). Из них наиболее разработана пока сравнительно-литологическая концепция, первые контуры которой были набросаны в 1956 г., а детальное изложение дано в 1960—1962 и 1963 гг. Позже в это изложение были

внесены некоторые поправки и дополнения (1964, 1965, 1968). Другие попытки разобраться в теории литогенеза имели в 60-х годах характер скорее критики сравнительно-литологической теории в той или иной части ее, чем самостоятельных конструктивных схем. Это обстоятельство предопределяет содержание настоящей части книги. Она посвящена краткому изложению сравнительно-литологической концепции, разбору главных возражений в ее адрес и общим установкам некоторых других авторов. Генезиса отдельных пород и разногласий в этой области будем касаться попутно.

В 50-е и 60-е годы появилось много регионально-литологических исследований (Г. И. Бушинский, Н. В. Логвиненко, А. М. Габриэлян, Г. И. Теодорович, С. Г. Саркисян, Л. К. Писарчик, А. И. Осипова и Т. Н. Бельская и мн. др.). В них собран большой описательный фактический материал по породам отдельных регионов, а также сконструировано много палеогеографических карт, воссоздающих конкретные условия возникновения осадков на данных участках СССР в ту или иную эпоху. Созданы обзорные палеогеографические атласы для Русской платформы (дважды издававшиеся) и для территории СССР в целом, в которых обобщен огромный ценный материал. Однако фациально-палеогеографическая установка всех этих работ обычно уводила авторов от анализа механизма образования (генезиса) самих пород. Рассмотрение собственно генетических вопросов в региональных трудах вращалось, как правило, в кругу уже созданных тематическими исследованиями представлений и поэтому давало меньше для разработки литологической теории, чем могло бы дать. По этим причинам регионально-литологических исследований в настоящей части книги мы, как правило, касаться не будем.

глава I

ГЛОБАЛЬНАЯ СХЕМА СОВРЕМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

I. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вдумываясь в гидрохимическую, седиментационно-биогенную и физико-химическую концепцию осадочной дифференциации, изложенные в предыдущем, нетрудно уловить в них одну общую и очень характерную черту: *неопределенность географической локализации каждой схемы на лике Земли.* Все они как бы абстрагированы от географии и, казалось, были приложимы к любой точке земного лика, как современного, так и древнего. Конструировавшие их геологи, по-видимому, и не интересовались тем, для каких регионов поверхности Земли они создавали свои схемы. Их целью была сама схема, а к какому участку земного лика она будет приложена, это заботило их мало. В лучшем случае указывалось (например, у Л. В. Пустовалова), что в разных физико-географических условиях его схема осадочной дифференциации может меняться; но что это за условия, где они реализуются на поверхности Земли и как именно меняется на них сама схема, так и осталось не выясненным; географической привязки теория осадочной дифференциации не получила.

Между тем именно в русской геологии уже давно стали появляться работы, доказывающие, что течение разных стадий литогенеза резко изменяется в разных географических регионах, в частности в разных широтах (т. е. климатах) и в разных условиях рельефа. Еще в 1899 г. В. В. Докучаев создал учение о зонах природы, в котором показал, что почвенный покров и растительный мир резко различны на равнинах разных климатических зон, в регионах же гористых эти горизонтальные зоны сменяются аналогичной вертикальной зональностью. В 1912 г. И. И. Гинзбург высказал мысль, что так называемое глубинное выветривание, т. е. изменение пород под почвенным покровом, действием подземных вод, также подчиняется закону климатической зональности. В 1932 г. В. В. Алабышев опубликовал интересную статью о зональности озерных отложений с двумя картами (Европейской части СССР и мировой), на которых весьма наглядно видно, что озерные отложения гумидных зон редко отличны от отложений зон аридных. Наконец, занимаясь в 1938—1941 гг. железорудными фациями и их аналогами в истории Земли (т. е. рудной триадой Al—Fe—Mn), автор настоящих строк неожиданно для себя убедился, что триада эта отчетливо приурочивается к современным и древним гумидным зонам, полностью отсутствуя в зонах аридного и сурового околополярного климата.

Все эти работы привели автора к убеждению, что *прежний подход к литологической теории как концепции, абстрагированной от географической (в частности, климатической) ее локализации, принципиально ошибочен.* Он уже изжил себя в трех вышеупомянутых концепциях и

требует замены новым, при котором учитывалось бы географическое местоположение процесса и, прежде всего, климатическая зональность литогенеза, а также его формы, связанные с вулканизмом. Решить эту задачу можно было только сравнительно-литологическим путем, т. е. выяснить вначале схему современного литогенеза, а потом, сопоставив его с древним, установить как их сходства, так и различия и воссоздать в конечном итоге эволюцию литогенеза в истории Земли. *Литогенез мыслился при этом как закономерно развивающийся историко-геологический процесс, всегда протекавший по-разному на разных участках лика Земли.*

Именно эти идеи и были вкратце изложены в программной статье автора в 1945 г. — «Сравнительно-литологическое направление и его ближайшие задачи». В ней, как уже отмечалось во введении к этой книге, воспроизводились в новой, расширенной и углубленной форме задачи литологии, поставленные Я. В. Самойловым еще в 1923 г., но затем совершенно забытые как его учениками, так и нашими геологами вообще.

Решение поставленной задачи требовало предварительного существенного усовершенствования *самого подхода к изучению современного литогенеза, сравнительно с тем, который господствовал в 20—30-х годах.* Нужно было так поставить это исследование, чтобы оно действительно могло привести к формулировке общей глобальной схемы современного литогенеза, с которой можно было бы сравнивать литогенез древний. Принципы нового подхода и программа работ были сформулированы в 1945 г.

II. ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИХ РЕАЛИЗАЦИЯ

«Одною из ... руководящих идей, — писалось в статье 1945 г., — является сравнительно-литологическое изучение процесса осадконакопления в *естественных седиментационных областях литосферы.*

Для любого отрезка геологического времени, в том числе и для текущего геологического момента, вся поверхность литосферы может быть расчленена на некоторое количество обособленных друг от друга, замкнутых ареалов или котловин. Внутри каждой из них седиментационный процесс завершается полностью, от начальной его стадии — выветривания — через перенос — к окончательному формированию новых осадков. Каждый такой ареал и представляет естественную седиментационную область» (Страхов, 1945б, стр. 39).

«Изучение современных осадков ... должно быть поставлено таким образом, чтобы исследовался не тот или иной частный водоем (или речная артерия), сами по себе, *а тот или другой, больший или меньший по размерам, естественный седиментационный ареал в целом...* Допустим, исследованию подлежит Каспийское море. Этот водоем является средоточием продуктов сноса обширной области, дренируемой Волгой, Тереком, Уралом, Эмбой, Курой, причем мы можем сейчас точно очертить границы этой области, представляющей конкретный естественный седиментационный район... В краевых повышенных участках этой области непрерывно идут процессы выветривания и денудации, и отсюда по направлению к Каспию перманентно передвигается масса обломочного и растворенного минерального материала. В процессе перемещения часть этого материала оседает (временно или окончательно), но другая доходит до моря и отлагается в нем. Морской водоем при этом не является пассивным восприемником принесенного груза: ему свойственны оживленные и непрерывные собственные движения воды (течения), вызванные ветровым и температурным режимом того района, в котором он расположен. Все, что поступает в него, захватывается потоком движу-

щейся воды, как бы «переваривается» бассейном и затем отлагается в таких размерах и там, где это будет предуказано гидрологическими и физико-химическими особенностями водоема, а также свойствами внесенного в него материала. Такой ход осадкообразовательного процесса заставляет при изучении седиментационного района, как целого, в первую очередь выяснить особенности выветривания и денудации в зоне питания водных артерий, впадающих в конечный водоем, а также учесть качественный состав и, по возможности, количество мобилизуемого материала. Дальнейшим звеном исследования является последовательное изучение, с одной стороны, механической и химической дифференциации несомого материала по ходу миграции его и, с другой стороны, характера, локализации и строения возникающих при этом осадков (фаций)... Необходим также учет поступления вещества, обусловленного собственной абразионной работой моря.

Что касается последнего, завершающего и самого важного раздела исследования — раскрытия осадконакопления в конечном водоеме, ... то задача этого изучения состоит не только в чисто фактическом познании ... осадков, выделении среди них некоторых типов и в составлении карты их, как это понимается и проводится ... сейчас. Задача шире и состоит в том, чтобы, пользуясь картами осадков, данными по составу самих осадков, по их мощностям и скорости осадконакопления, создать — качественно и количественно — *цельную картину распределения и осаждения поступившего в водоем материала, увязав ее со всеми гидродинамическими, гидрохимическими и биологическими процессами, происходящими в водоеме, т. е., иными словами, выяснить механику седиментационного процесса в конечном водоеме.*

Как бы ни был удачно выбран объект исследования в данной группе областей, в нашем случае в аридной зоне, на нем одном все же никак нельзя построить общую схему седиментации всей зоны как целого... В зависимости от величины водосборного бассейна и интенсивности испарения разные водоемы проходят свой цикл развития с разной быстротой и в современный момент находятся, следовательно, на разных этапах своей жизни (стадия юности, зрелости, замирания и т. д.). К тому же разный (качественно и количественно) ионный состав растворов, вливающихся в водоем из зоны питания (зоны выветривания), приводит, как показывает опыт, к существенным различиям в составе образующихся хемогенных осадков... Отсюда для того, чтобы получить правильное представление о действительном многообразии седиментации аридной зоны в целом, ... необходимо изучить и сопоставить друг с другом ряд частных седиментационных областей аридной зоны. В этом смысле, например, знание седиментации Каспия и дренируемого им района существенно пополняется аналогичным исследованием Балхашского района, зоны соляных, тенардитовых и содовых озер Кулунды и Тургайского пролива, а также данными по водоемам аридной зоны С. и Ю. Америки (нитраты), Северной Африки и др. мест. Только путем сравнительно-литологического анализа всего фактического материала о водоемах засушливой полосы мы получим, наконец, полный седиментационный спектр зоны вообще, вскроем все присущие ей закономерности пространственной и хронологической локализации фаций, найдем *тип аридной седиментации, действительно основное отделим от второстепенного и деталей и поднимемся в итоге до некоторой общей теории современного процесса аридной седиментации.*

Едва ли нужно специально разъяснять, что очерченный ... ход исследования применим принципиально и к другим группам естественных седиментационных областей: к [гумидным и] арктическим зонам и морским [и океаническим] водоемам с дренируемой ими площадью континентов. Для каждой из этих групп в итоге сравнительно-литологического

изучения их отдельных членов (подкрепленного экспериментом) должна получиться некоторая типовая схема современной седиментации, и в этой схеме должны быть отмечены не только черты сходства с осадконакоплением в другой группе, но одновременно усиленно подчеркнуты особые, специфические индивидуальные признаки каждой группы, отличающие ее от осадконакопления в других группах...

Лишь после проведения хотя бы в общих ... чертах описанной работы можно будет окинуть современное осадконакопление единым общим взглядом, понять его как единый цельный процесс, получить его сводную синтетическую картину для всего лика Земли и тем самым решить крупную задачу сравнительно-литологического исследования и общей теории [современного] седиментационного процесса вообще» (там же, стр. 39—41).

Я позволил себе эту длинную цитату для того, чтобы читателю стала яснее сущность предложенного сравнительно-литологического метода в применении к современному осадконакоплению. Это *метод чисто эмпирического исследования. Сущность его составляет непрерывное всестороннее сравнение изучаемых объектов, выяснение их сходств и различий и основанной на этом их типизации. Он не подходит к природе с какими-то заранее принятыми идеями и схемами, физико-химическими постулатами и другими предпосылками. Его цель — раскрыть с возможной объективностью те закономерности и соотношения, которые в природе существуют.*

Располагая весьма ограниченными средствами в ГИНе, автор вместе со своими сотрудниками — Д. Г. Сапожниковым, М. А. Ратеевым, Д. А. Виталем, а также аспирантами Н. Г. Бродской, Л. М. Князевой, А. В. Соловьевым мог изучить непосредственно лишь небольшое число внутриконтинентальных водоемов. За 1945—1950 гг. было дополнительно изучено Черное море и впервые исследованы осадки Аральского и Японского морей, Балхаша, южной части Байкала и содовых озер Кулундинской группы.

Позже Д. Г. Сапожников исследовал осадки Иссык-Куля, а мне с сотрудниками неоднократно приходилось возвращаться к Черному морю и его водосборам и дополнительно изучать отдельные вопросы. С учреждением Института океанологии АН СССР работы такого же направления, но резко расширенные, распространились на дальневосточные моря — Берингово, Охотское, на Средиземное море и, наконец, на океаны (А. П. Лисицын, П. Л. Безруков, В. П. Петелин, Э. А. Остроумов, И. И. Волков, Е. М. Емельянов, О. В. Шишкина и многие другие).

При изучении современных осадков постепенно стали применяться методы, наиболее близкие к методам петрографии осадочных пород. Гранулометрический анализ стал производиться на сыром осадке; в химическом исследовании полностью отказались от 10%-ной солянокислой вытяжки и ввели ряд приемов рационального анализа, например определение форм Fe, форм серы, SiO_2 и др. Классификация осадков учитывала не только гранулометрию, но и вещественный состав отложений, поэтому карты современных отложений без труда можно было сравнивать с картами древних осадков. Все это облегчало использование данных по современному осадконакоплению для познания механизма образования древних пород.

Кроме того, в изучение осадков был введен ряд новых моментов, рассчитанных на объективное раскрытие механизма осадочного процесса. Вслед за С. В. Бруевичем (1941) было поставлено изучение форм миграции элементов в реках. Вначале оно было сделано автором этих строк для железа, марганца, фосфора в немногих реках (1948), затем более полно, с привлечением ряда микроэлементов, на восьми реках Черноморского бассейна (Глаголева, 1959) и на р. Оби (Нестерова, 1960). Анало-

гичные работы сделаны затем в Гидрохимическом институте на большом числе рек Советского Союза (Коновалов с сотрудниками, 1959 и 1968), в СНИИГГИМСе по рекам Сибири (Конторович, 1968). Программа исследований бассейновых осадков была существенно расширена сначала за счет включения в качестве обязательных определений валовых содержаний фосфора, железа, марганца, $C_{орг}$, CO_2, а затем еще ряда малых элементов количественным химическим путем (Глаголева, 1961; Э. А. Остроумов, А. Б. Исаева, И. И. Волков, В. Ф. Севастьянов, М. Ф. Пилипчук и др.). Начато систематическое составление карт распределения в осадке не только отдельных химических компонентов (это было и раньше), но и отдельных гранулометрических фракций (песчаной, алевритовой, пелитовой или даже отдельно крупно- и мелкоалевритовой и т. д.). А. П. Лисицыным было поставлено изучение распределения и состава взвесей в морях и океанах. Автором этих строк предложен и применен на Черном и, отчасти, на Аральском морях и экваториальной части Атлантики (по данным «Метеора», 1935 г.) *метод абсолютных масс*, позволивший объективно сравнить схемы распределения на дне бассейнов терригенного материала, $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe. Предложен и на Черном море, Каспии, Аральском море и Балхаше применен *метод балансов*, позволивший, например, для $CaCO_3$ рассчитать, какое количество из общей ежегодно вносимой его массы осаждается биогенно, какое хемогенно и какое в виде механической взвеси карбоната. Наконец, в исследование включены процессы диагенеза и выяснение их механизма.

Все эти работы позволили за короткий срок открыть ряд новых фундаментальных фактов, опубликованных в большом количестве статей и монографий. Упомяну лишь главнейшие: «Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов» (Страхов, 1951б); «Образование осадков в современных водоемах (Страхов и др., 1954); монографии по осадкам Аральского моря (Бродская, 1952), по осадкам Балхаша и Иссык-Куля (Сапожников, 1951, 1961), по Берингову морю (Лисицын, 1967); крупные сборники статей: «Современные осадки морей и океанов» (1961); «Геохимия кремнезема» (1966); «К познанию диагенеза осадков» (1959); статьи по Охотскому морю (Безруков, Лисицын, Петелин, Остроумов); статьи по геохимии черноморских отложений (Остроумов, Волков) и др. Всеми этими работами постепенно создано совершенно иное представление о закономерностях осадкообразования в морских бассейнах, чем это было в первые четыре десятилетия XX в.

Одновременно с изучением морских бассейнов автором была проштудирована большая литература по современному галогенезу, личное знакомство с которым было ограничено у автора исследованием галогенных отложений кунгура Ишимбаевского Приуралья и немногими соляными озерами Кулундинской степи, где пришлось работать в 1945—1946 гг.

В крупных успехах познания современного галогенеза, достигнутых советскими галургами (Н. С. Курнаковым, А. Г. Бергманом, М. Г. Валяшко, В. И. Николаевым, А. В. Николаевым, И. Г. Дружининым, И. Н. Лепешковым и др.) имелась, однако, одна деталь, которая перманентно выпадала из их поля зрения: это история накопления карбонатных минералов на ранних и поздних стадиях осолонения. Изучением этой детали пришлось заняться автору этих строк совместно с Д. Г. Сапожниковым и Д. А. Виталем.

Работы на оз. Балхаш еще в 1940 г. впервые в мировой литературе познакомили нас с бассейном, где происходит живой, так сказать, на глазах протекающий процесс доломитообразования, притом не в миниатюрном, а в крупном масштабе (см. ч. II). При этом было установлено, что вода оз. Балхаш довольно специфична и относится к так называемому углемагниевому типу, т. е. такому, где $MgCO_3$ резко превалирует над $CaCO_3$, щелочной резерв и pH очень высоки. Садка доломита происходит

только тогда, когда щелочной резерв воды достигает 7—8 *мг-экв/л*, а pH=8,8—8,9. Ориентируясь на эти показатели, автором сознательно был выбран ряд объектов в Кулундинской степи, и при работах 1945—1946 гг. в них действительно был обнаружен доломит в одних случаях (озера Бурлинской группы) в несколько меньших количествах, в других (Большое Кулундинское озеро) даже в бóльших, чем в Балхаше. Поскольку высокий щелочной резерв и pH благоприятствуют образованию доломита, была исследована группа содовых Михайловских озер (в той же Кулундинской степи), в осадках которой был также установлен доломит, причем он ассоциирует здесь с аутигенными силикатами магния типа сепиолит-керолит. Напротив, в водах с низким щелочным резервом, где присутствует только $CaCO_3$ (по расчету) и $CaSO_4$, доломитообразования не наблюдалось. Удалось показать также, что при осолонении озер с содовой, углемагниевой и углекальциевой водой происходит характерная смена карбонатных парагенезов.

Все эти работы закрыли в известной степени пробел, существовавший в представлениях о современном галогенезе, придав им бóльшую полноту. При этом, что особенно важно, было показано, что *даже при очень малой, едва заметной минерализации водоемов аридных зон осадочный процесс в них начинает приобретать свои особые, индивидуальные черты, отличающие его от седиментации водоемов гумидных.*

Вплоть до половины 50-х годов современный вулканогенно-осадочный процесс (наземный и подводный) не привлекал к себе внимания советских литологов. Исследование действующих вулканов, их выбросов и гидротерм, дальности разноса пирокластики, воздействия фумарол на породы вулканического аппарата выполнялось только Лабораторией вулканологии, основанной А. Н. Заварицким и работавшей на Камчатке и Курильских островах. Вулканологами этой лаборатории, а также гидрогеологами и химиками, изучавшими фумаролы и гидротермы (В. И. Влодавец, Г. С. Горшков, С. И. Набоко, В. Ф. Малеев, И. И. Гущенко, В. В. Иванов, Н. А. Башарина и др.), было собрано очень большое количество данных, которые выяснили состав и типы фумарол и гидротерм, состав возгонов, характер и частью интенсивность изменений туфов и лав вблизи фумарол, явление сорбции элементов пепловым материалом в момент вулканической эксплозии, дальность разноса пеплов и т. д. Все это хорошо подготовило почву для постановки вопроса о влиянии вулканизма на современное осадкообразование. Но ни вулканологов, ни гидрогеологов, изучавших вулканизм, этот вопрос не интересовал, у литологов же до него очень долгое время просто не доходили руки. Ценнейший материал оставался с этой точки зрения не только не использованным, но даже неизвестным.

К. К. Зеленов был первым, кто ввел его в круг интересов литологов и стал развивать далее. Посещение им Камчатки в 1957 г. и изучение ее туфов не дало ничего нового. Но когда он был направлен на изучение гидротермальной деятельности Курильских вулканов (острова Парамушир и Кунашир), дело сразу изменилось. Впервые литолог столкнулся со своеобразным миром ультракислых вод и кислых дымов, с мощными отбеленными зонами, из которых было вынесено много самых разнообразных элементов, и, естественно, был увлечен этой захватывающей картиной. Собранный К. К. Зеленовым материал по кислым водам ручьев и рек и проанализированный в лаборатории Геологического института АН СССР по существу повторял и подкреплял уже известные данные, опубликованные В. В. Ивановым, С. И. Набоко и др. Действительно новым фактом были лишь констатация и описание тех шлейфов мути, которые возникают в прибрежной части моря при втекании в них гидротерм, а также анализы единичных образцов самой мути из разных участков шлейфа. Сенсационным было установление в составе мути свободной

гидроокиси алюминия (Al_2O_3), а также некоторого количества сульфатов железа. К сожалению, изучение мути ограничилось только химическим ее анализом, минералогического исследования поставлено не было, равно как не был изучен состав донных отложений вблизи шлейфа и не прослежена дальнейшая судьба мути в Охотском море. Эти недочеты полевой и камеральной работ, к сожалению, не были исправлены и при дальнейших двукратных посещениях К. К. Зеленовым Курильских островов. Петрографическое и химическое изучение отбеленных зон, выполненное в 60-е годы сотрудником К. К. Зеленова — Р. И. Ткаченко, также было направлено только на исследование мобилизации вещества гидротермами. Все же, что касается осадков Охотского моря, оставлено без изучения. Тем самым литологическая работа превратилась у этих литологов, по существу, в чисто гидрохимическую, которая дополнялась дедуктивно-умозрительными заключениями о том, какова должна быть судьба выброшенного вулканами материала в бассейнах, в частности в океанах[1]. Конечно, знание гидрохимии гидротерм и того, что происходит на стыке их и морской воды, необходимо для понимания аутигенного вулканогенно-осадочного процесса, но еще далеко не достаточно для выяснения того, как отражается вулканизм на осадконакоплении. Между тем это важнейшее звено выпало из работ К. К. Зеленова и его сотрудников на Курилах, равно как и на островах Индонезии, где он проработал свыше года. Это обстоятельство вынудило автора настоящих строк поставить в том же Геологическом институте работы, которые базировались бы не только на гидрохимии гидротермальных вод, но и на изучении осадков вблизи вулканов и вдали от них.

Одна из таких работ была выполнена на кальдере о. Санторин в Эгейском море (Бутузова, 1966, 1968). Другим объектом были осадки Охотского моря, которые, как известно, на юго-востоке ограничены цепью вулканических Курильских островов. К имевшимся уже в литературе определениям Fe, Mn, Ti, V, Mo, W (Остроумов, 1954, 1955, 1956а, б; Исаева, 1960а, б) были добавлены определения Cr, Ni, Co, Cu, причем для всех элементов были построены карты содержаний, пересчитанных на бескарбонатное и освобожденное от аутигенной SiO_2 вещество (Страхов, Нестерова, 1968).

Кроме этих новых данных, к обсуждению роли вулканизма в осадконакоплении были привлечены большие литературные данные (преимущественно зарубежных авторов) по геохимии океанических отложений и распространенным в них железо-марганцовым стяжениям, которые рассматривались в сопоставлении с геохимией осадков внутриконтинентальных и краевых морей и свойственных им Fe-Mn стяжений. Это дало возможность совершенно по-новому осветить седиментационный процесс в океанах.

Изложенное позволяет в настоящее время дать глобальную, чисто эмпирически найденную, сравнительно-литологическую схему современного литогенеза.

В основу ее положено выделение четырех типов литогенеза: гумидного, ледового, аридного, вулканогенно-осадочного. Идея об этих типах в самом первоначальном виде заложена была еще в монографии автора по железным рудам при обсуждении генезиса и распространения Al-Fe-Mn руд, но сами типы еще не были названы. Впервые в четкой, хотя и краткой форме они были описаны в работе 1956 г., а более полно — в монографиях 1960—1962 и 1963 гг. Но в этих работах современное осадкона-

[1] Это показывает, между прочим, что «при некотором запасе знаний и необходимой научной фантазии», как выразился Л. В. Пустовалов в работе о тульских рудах (1933а), литологическая натурфилософия легко рождается и при современном состоянии науки.

копление было охарактеризовано в теснейшей связи с древним; кроме того, специфика и механизм океанического осадконакопления еще не были достаточно поняты. Сейчас работы в этом направлении продвинулись дальше (Страхов, 1965; Страхов и др., 1968), и мы можем, повторяю, кратко изложить *самостоятельную* (не оглядываясь на осадочные породы прежних периодов) глобальную сравнительно-литологическую схему современного литогенеза, чему и посвящается настоящая глава.

III. СХЕМА СОВРЕМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА ГУМИДНОГО ТИПА

Гумидным типом литогенеза автор называет породообразование на суше и в морях климатов влажных, отличающихся преобладанием суммы метеорных осадков над испарением и температурами, разрешающими существование воды в жидкой фазе, по крайней мере в течение теплой части года. Тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты являются разновидностями гумидного климатического режима вообще; каждый из этих частных климатов придает гумидному литогенезу некоторые своеобразные черты при сохранении им повсеместно общих типовых признаков.

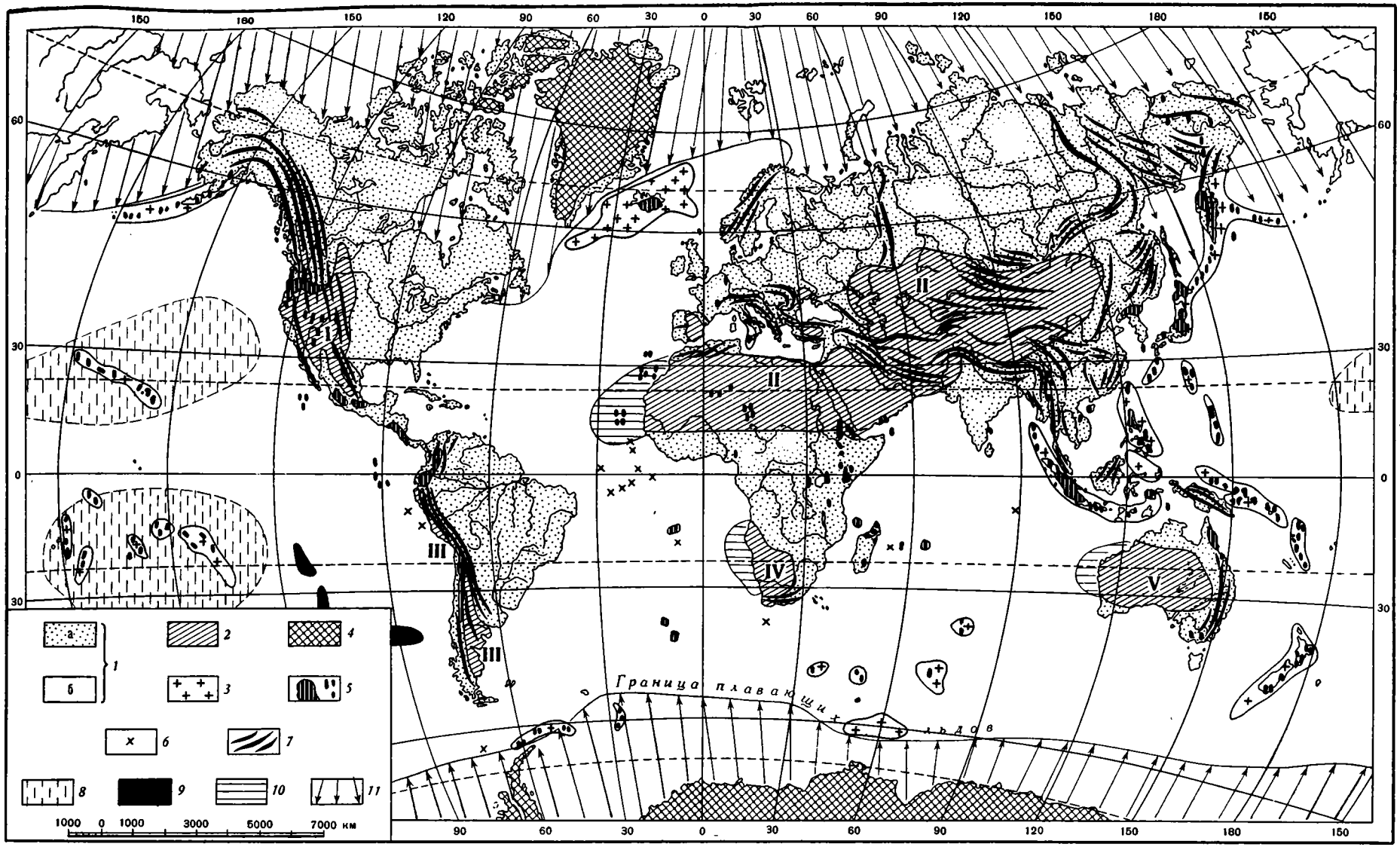
Общая площадь современной гумидной зоны составляет около 450—455×10^6 *км*^{2}. Из них только около 100×10^6 *км*^{2} приходится на сушу, остальные 355×10^6 *км*^{2} — на водные пространства. Суша является водосборным пространством, океаны и моря — конечным водоемом стока для осадочного материала, мобилизованного на суше. Таким образом, характерной особенностью физико-географической среды современного гумидного литогенеза является резкое несоответствие размеров водосборной площади размерам конечного водоема стока: последний в три с половиной раза больше своего водосбора (фиг. 49).

Рассмотрим вкратце основные этапы и стадии современного гумидного литогенеза.

1. Мобилизация и перенос веществ на водосборных площадях

Материал, осаждающийся в конечных водоемах стока, доставляется главным образом с водосборов гумидных областей благодаря их химическому и механическому выветриванию и денудации. При этом дальнейшая судьба материала в решающей степени зависит от форм миграции отдельных слагающих его компонентов. Вот почему в сравнительно-литологической теории современного осадкообразования очень большое внимание было обращено на изучение процессов, происходящих на водосборах. При этом был вскрыт ряд новых фундаментальных фактов, которые совершено по-новому осветили первый этап осадочного процесса: мобилизацию и миграцию вещества к конечным водоемам стока.

Химическое выветривание материнских пород и, стало быть, мобилизация вещества контролируются в основном двумя факторами: климатом (т. е. влажностью, температурой) и рельефом континента. При одинаковом характере рельефа химическое выветривание максимально в зоне тропического климата с его максимальной влажностью более 2000 *мм* в год и наиболее высокой среднегодовой температурой (25—26° С). Здесь формируются наибольшие по мощности коры выветривания, а сам процесс через ряд промежуточных ступеней доходит обычно до своего логического конца — возникновения латеритного профиля с накоплением Al_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2 в его верхнем горизонте.



Фиг. 49. Типы современного литогенеза и их размещение на лике Земли

1 — области гумидного литогенеза:
а — водосборная часть бассейна,
б — конечные водоемы стока;
2 — области аридного литогенеза:
I — Северо-Американская,
II — Африкано-Азиатская,
III — Южно-Американская,
IV — Южно-Африканская,
V — Австралийская;
3 — области эффузивно-осадочного литогенеза с сильным развитием пирокластического материала;
4 — области ледового литогенеза;
5 — вулканы и вулканические области;
6 — единичные извержения;
7 — горные хребты;
8 — халистатические области Тихого океана с ничтожно малым привносом аллотигенного глинистого материала и развитием монтмориллонит-цеолитовых глин по пирокластике, накапливающихся также очень медленно;
9 — участки резкого обогащения фораминиферовых илов Fe и Mn (эксгаляционного генезиса);
10 — области эолового выноса материала из аридных зон в гумидную;
11 — области гумидного литогенеза, находящегося под влиянием ледового (зона плавающих льдов)

В зоне влажных субтропиков, в умеренно влажной зоне и в области высоких широт процесс выветривания, сохраняя ту же направленность, ослабевает, останавливаясь на все более ранних стадиях; кора выветривания убывает по мощности, ее профиль становится более простым, что наглядно видно на фиг. 50.

В условиях слабо всхолмленного рельефа химическое выветривание достигает максимума, с усилением же его расчлененности, т. е. активизацией тектонического режима, химическое выветривание прогрессивно ослабевает, все более замещаясь механическим.

Особенности материнского состава выветривающихся пород сказываются на конкретном строении кор выветривания, их минералогии, геохимии и т. д., но не снимают вышеизложенных закономерностей.

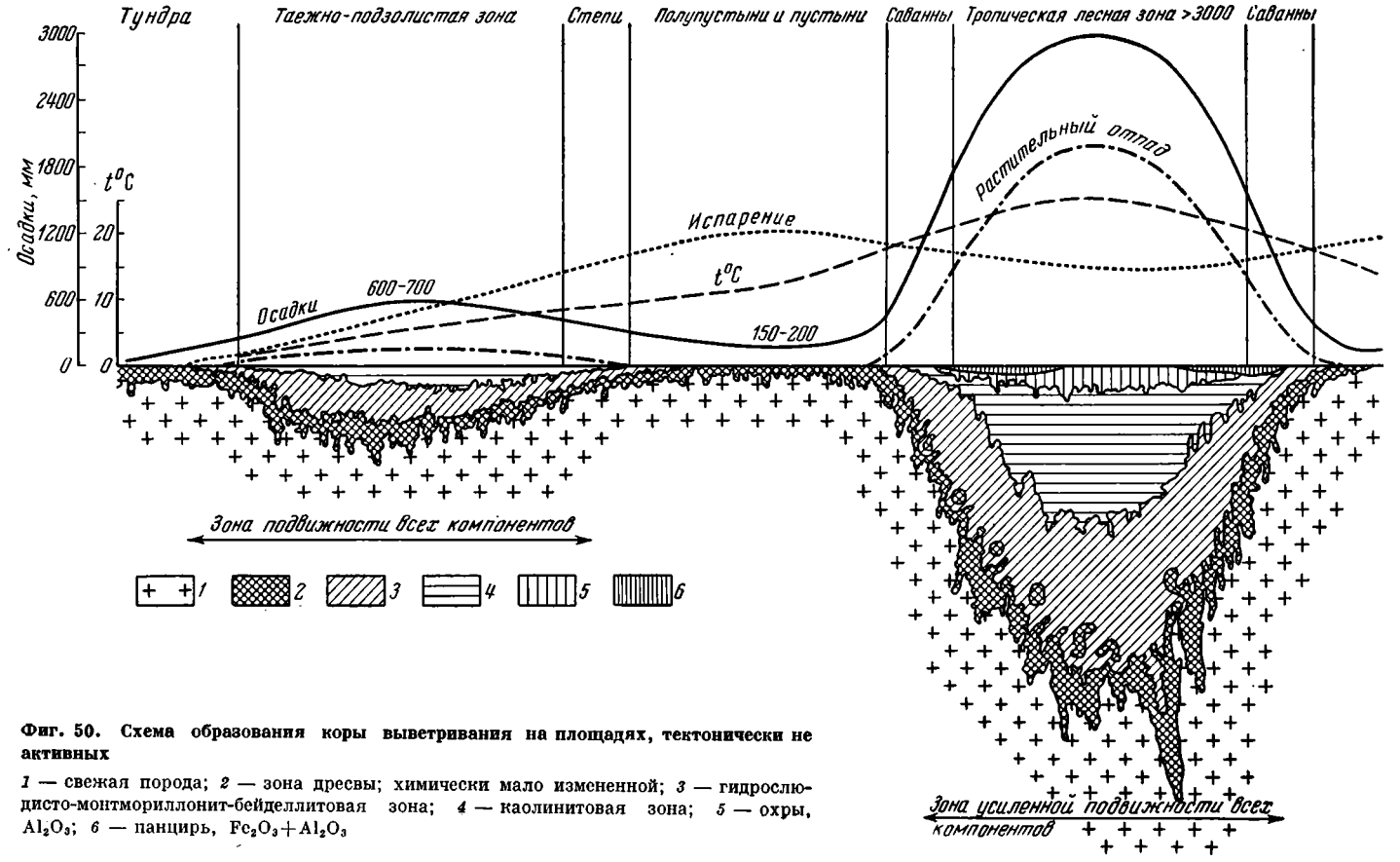
Выветривающиеся горизонты пород водосборных площадей подвергаются *денудации* — механической и химической, т. е. смыву разрыхленных выветриванием горизонтов и выносу перешедших в раствор компонентов. Выяснилось (Страхов, 1960), что *механическая денудация водосборов, так же как и выветривание, контролируется климатом и рельефом водосборов.*

В условиях равнинного рельефа она минимальна в области высоких широт с их малым количеством ежегодных метеорных осадков и максимальна в тропической зоне, где масса метеорной влаги наибольшая. При усилении расчлененности рельефа, т. е. при тектонической активности региона, механическая денудация усиливается, притом очень быстрыми темпами.

Географическое размещение химической денудации повторяет в основных чертах размещение денудации механической: в областях максимального механического смыва вынос растворенных компонентов также максимален, в зонах минимальной механической денудации химическая также весьма мала. Отклонения от этого правила единичны и обусловлены специфическим составом материнских пород водосборов. Таким образом, изменения химической и механической денудации имеют одинаковую направленность: вместе усиливаются, вместе убывают, но неодинаковыми темпами; амплитуда изменений механической денудации гораздо больше, чем химической; эта закономерность, впервые сформулированная автором настоящих строк в 1960 г., была подтверждена затем О. А. Алекиным и В. П. Бражниковой (1964), А. Э. Конторовичем (1968). Она в корне отлична от господствовавших ранее представлений, согласно которым при усилении механической денудации убывает химическая, и наоборот.

Господство механического смыва над химическим с высоко приподнятых и расчлененных областей имеет относительное, а не абсолютное значение. Оно обусловлено тем, что амплитуда колебаний механического смыва, как уже указывалось, намного больше амплитуды колебаний стока химически растворенных веществ, хотя направленность их изменений одинакова.

За исключением весьма ограниченного количества легкорастворимых солей (хлориды и сульфаты Ca, Mg, Na, K и некоторых других элементов), подавляющая масса веществ мигрирует в сложной форме: частью в составе взвесей кластического материала, частью в составе растворов — коллоидных, молекулярных, ионных. Соотношения этих форм переноса в миграциях разных веществ определяются их растворимостью: *чем менее растворимо соединение, тем бо́льшую роль в транспортировке его реками играет механический перенос, и наоборот.* С другой стороны, минимальное значение механический перенос отдельных компонентов имеет в равнинных реках, максимальное — в реках горных. Иными словами, по мере увеличения тектонической активности территории, по которой течет река, в перемещении всех и даже таких «хемогенных» компонен-



Фиг. 50. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически не активных

1 — свежая порода; *2* — зона дресвы; химически мало измененной; *3* — гидрослюдисто-монтмориллонит-бейделлитовая зона; *4* — каолинитовая зона; *5* — охры, Al_2O_3; *6* — панцирь, $Fe_2O_3+Al_2O_3$

тов, как $CaCO_3$, все большее значение приобретает механический перенос в виде взвесей. У горных рек в ряде случаев механический перенос железа, марганца, фосфора и малых элементов вообще становится единственно значимым.

В итоге формы переноса отдельных компонентов в реках определяются сочетанием влияния как их индивидуальных физико-химических свойств, так и физико-химической среды, в которой миграция происходит.

Считая, что чем бо́льшую роль играют в миграциях элемента растворы, тем он геохимически подвижнее, М. А. Глаголева получила следующий ряд подвижности элементов для Черноморского бассейна:

V → [Cr—Ni—Be—Ga—Zn] → Fe → Mn → (Pb—Sn) → Ba → Cu → Sr → Ca.

И. Л. Нестерова для Оби нашла несколько иной ряд:

V → Mn(?) → Cr → Fe → P → Ni → Cu → Co.

В недавно опубликованных работах Г. С. Коновалова с сотрудниками (1968), а также А. Э. Конторовича (1968) ряды подвижности элементов несколько отличны от обоих вышеприведенных рядов и вместе с тем варьируют в разных реках.

Таким образом, *единого постоянного для всех участков гумидных зон ряда геохимической подвижности элементов нет*; есть лишь общая тенденция их выстраиваться в некоторую цепь с прогрессивно возрастающей подвижностью; в этой цепи в зависимости от конкретных физико-географических условий (в частности, от состава выветривающихся пород, форм нахождения в них элементов и т. д.) одни и те же элементы могут занимать разные места, несколько сдвигаясь то вправо (увеличивая свою подвижность), то влево (уменьшая ее). Но все же Ge, V, Zr, Cr, Ti, гидролизаты вообще, как правило, наименее геохимически подвижны, Fe, P, Mn, Ni, Co более подвижны, а Mo, Zn, As, Se, Sr, Ca максимально подвижны.

Заметим, в качестве общего правила, почти не знающего исключений, что с уменьшением размерности взвешенных терригенных частиц увеличивается содержание в них железа, марганца, фосфора и многих микроэлементов. *Субколлоидная и коллоидная фракции взвесей поэтому в подавляющем большинстве случаев наиболее богаты названными элементами.* Вниз по течению рек, при выравнивании их профиля, наблюдается усиление транспортировки элементов в растворенном состоянии, особенно у наиболее геохимически подвижных.

2. Скорость осадкообразования в конечных водоемах стока и его зависимость от размеров акватории

Осадкообразование в гумидных бассейнах — сложный процесс, в котором принимают участие очень многие физические, химические и биологические агенты. Но конечный результат их действия — осадки и их размещение на дне — контролируется главным образом двумя основными факторами: *размерами акватории и рельефом дна* (+*водосборных площадей*), за которым стоит тектонический режим данного региона. Нужно сказать, что до самого последнего времени роль размеров акватории в формировании осадков выпадала из поля зрения исследователей, вероятно, потому, что почти никто не изучал современные водоемы в сравнительно-литологическом аспекте. Но стоило только обозреть совокупность гумидных бассейнов именно с этой точки зрения, как сразу же выяснился целый ряд очень важных фактов.

Все водоемы современного гумидного климата представляют собой единый ряд, начинающийся незначительными по размерам озерами, продолжающийся все более крупными внутриконтинентальными и окраинными морями и заканчивающийся океанами, которые сами выстраиваются в ряд по размерам: Северный Полярный → Индийский → Атлантический → Тихий. В этом ряду *увеличение размеров акватории, как правило, влечет за собой в общем увеличение и глубины бассейна*; исключения встречаются, но редко, особенно если рассматривать отдельно линию плоскодонных водоемов от озер к океанам и параллельную ей линию котловинных (грабенных) бассейнов.

С ростом площади акватории бассейна уменьшается средняя скорость его осадконакопления (Страхов и др., 1954, 1968). Это объясняется тем, что с увеличением размеров бассейна (L), площадь его водосборов (B) относительно убывает, и отношение B/L становится все меньшим. Так, у озер оно колеблется от нескольких десятков единиц (20—30), а иногда и сотен, до 7—8; у внутриконтинентальных и краевых морей — от 4,3 до 1,45; у океанов — от 0,92 до 0,04. Так как масса сносимого материала в первом приближении пропорциональна площади сноса, естественно, что интенсивность питания водоема осадочным материалом в общем уменьшается с увеличением его акватории. Петрографический состав водосборов и их рельеф вносят известные осложнения в эту закономерность, создавая отклонения от прямой связи, и лишают ее характера строгой математической зависимости, но в виде общей тенденции она все же остается.

Распределение абсолютных масс осадка (т. е. его мощностей) на поперечном профиле через водоем характерно изменяется при переходе от незначительных по размерам к крупным водоемам. У малых озер максимум накопления осадков приходится на центральную котловину, откуда мощности осадков убывают к берегам. По мере роста бассейна эта схема сменяется другой. У морей в соседстве с береговой линией отмечаются минимальные мощности осадка; нередко здесь обозначаются ограниченные полосы отсутствия современного осадконакопления; дальше от берега мощности растут и на нижней части шельфа, а также в начале континентального склона, достигают максимума, после чего вновь убывают и в пелагической зоне бассейна достигают минимума. Такой тип распределения мощностей отчетливо наблюдается у Черного, Каспийского, Охотского, Берингова морей и у всех океанов. В прибрежной зоне Черного моря на многих участках побережья осадка не образуется совсем (абразионная полоса). На шельфе и континентальном склоне скорость осадконакопления варьирует от 15 до 10 *см* за 1000 лет. В центральной части бассейна она падает до 2—3 *см* за то же время. В пелагической зоне Арктического бассейна скорость накопления осадков в котловинах составляет (по разным методам) 1,28—1,60 *см* за 1000 лет; у подножия же материков, вблизи шельфо-склонового максимума, — 4,80—4,89 *см* за то же время. В Атлантическом океане в пелагиали скорость падает до 0,86—1,2 *см* за 1000 лет, тогда как в синей глине подножия континентов достигает 1,78 *см*; ближе к берегу она, конечно, значительно выше. Наконец, в пелагиали Тихого океана скорости осадконакопления понижаются до 0,1—0,05 *см* за тот же срок, т. е. до величин исчезающе малых. Влияние размеров бассейна на скорость осадконакопления в их пелагической зоне приведенными цифрами демонстрируется достаточно наглядно.

При этом, чем проще рельеф дна бассейна, тем отчетливее выступает у крупных бассейнов «морская» схема; чем сложнее донный рельеф, тем более сложным становится распределение мощностей осадка; как правило, практически не знающее исключений, повсеместно наблюдается, что на подводных поднятиях дна мощности осадков убывают против

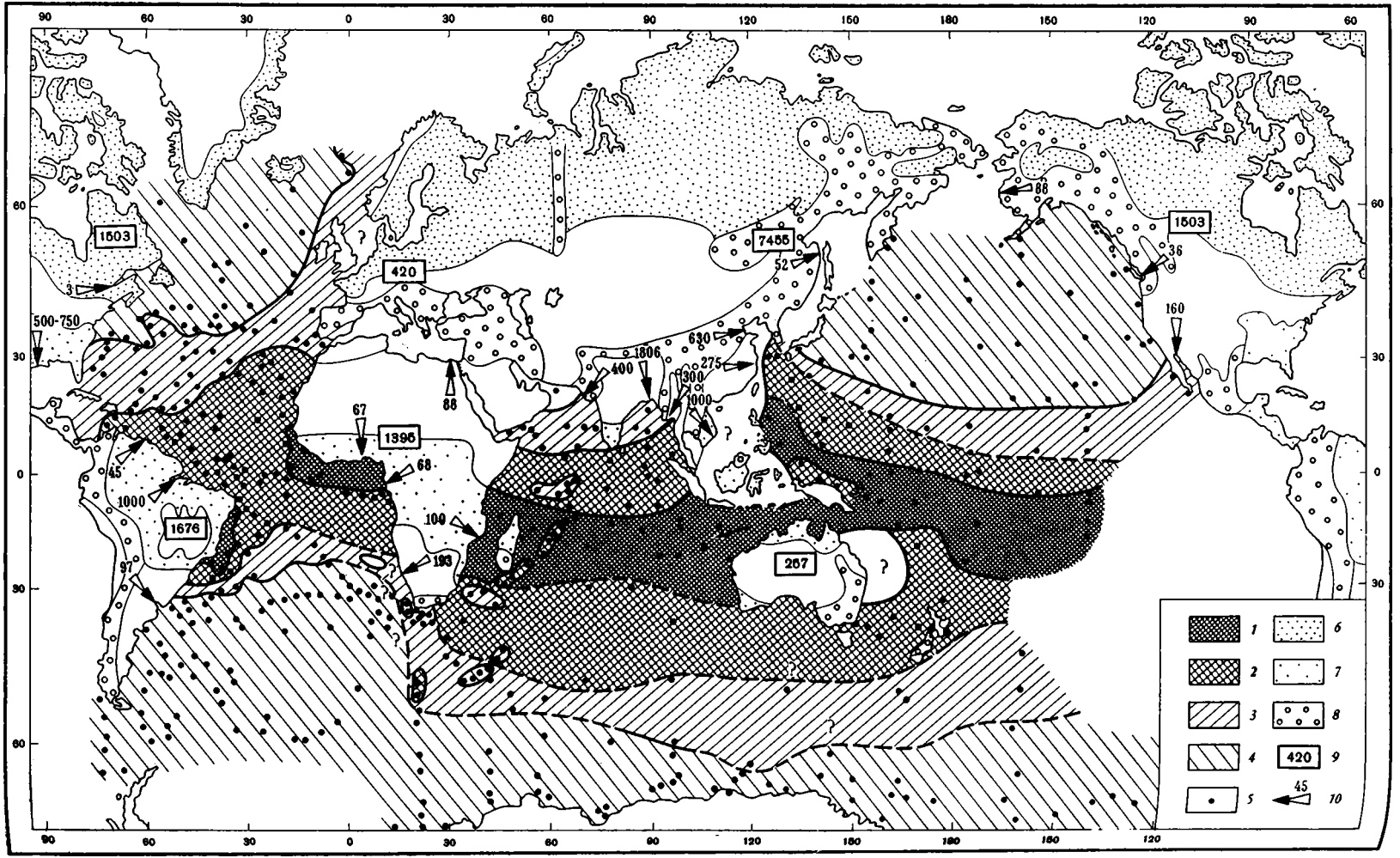
средней «нормы», в депрессиях дна они возрастают иногда в 1,5—2 раза. На сейсмических участках дна склоны поднятий, особенно крутые, лишаются осадков благодаря подводным оползаниям, в самом же осадке возникает характерная graded bedding, обусловленная мутьевыми потоками. Сокращение мощностей наблюдается и на тех участках дна, где интенсивное течение прижимается к склону поднятия.

Увеличение размеров водоемов сказывается еще в одном характерном признаке осадков.

В озерах современные отложения полностью накрывают дно. Во внутриконтинентальных и краевых морях котловинного типа (Черное, Охотское, Средиземное) появляется большее или меньшее число участков (пятен, полос), *где современных отложений нет, а на дне выходят более древние* (осадочные или магматические) *породы.* Эти участки локализованы на крутых уклонах континентальной ступени. Появление их связано чаще всего с оползаниями осадков или неотложением их в местах интенсивных придонных течений. В океанах такого типа участки отрицательной *седиментации по периферии дополняются еще прерывностью осадконакопления в их центральных частях, т. е. там, где скорость накопления отложений вообще исчезающе мала.* Осадки в этой области формируются главным образом в котловинах, крупных и мелких, на резких же поднятиях дна они отсутствуют. Сплошной осадочный покров, который свойствен озерам и даже дну котловинных морей, в пелагической области океанов отсутствует. Он как бы продырявлен здесь множеством подводных гор, на которых выходят древние отложения, чаще всего вулканические. Причиной является не только сложный и часто сильно расчлененный рельеф океанического дна, но и наличие придонных, нередко интенсивных приливно-отливных течений, которые не дают отлагаться осадкам на разных выступах дна; на более пологих осадок возникает, но гораздо меньшей мощности, чем во впадинах. Наиболее ярко эта прерывность пелагического осадконакопления выступает в самом крупном из океанов — Тихом; менее резко — в Индийском и Атлантическом. По подсчетам Менарда, подводных вулканических гор в Тихом океане высотой до 1 *км* над дном свыше 10 000; на многих из них современных осадков нет. По некоторым данным, на каждые 100—1000 *км*^{2} в Тихом океане приходится, по крайней мере, один участок обнаженного дна (пока неопределенных размеров). Особенно много их на так называемых срединно-океанических хребтах. Так, на Срединно-Атлантическом хребте осадки сохраняются лишь в ущельях между горами; то же и на других аналогичных хребтах.

3. Гранулометрическая и минералогическая сортировка обломочного материала в бассейнах разных размеров и различного рельефа

Судьба обломочного материала, поступившего в бассейн, неодинакова у водоемов разных размеров. У малых озерных водоемов он оседает на дно, почти не испытывая сортировки и какой-либо переработки, ибо для них в озерах нет ни достаточного пространства, ни достаточных энергетических ресурсов. По мере роста акватории усиливается как переработка кластогенных частиц, так и их фракционирование по размерам. Карты распределения фракций на дне озер Байкал (Князева, 1954), Балхаш, Иссык-Куль (Сапожников, 1951), в Аральском (Бродская, 1952), Охотском (Безруков, 1962), Беринговом (Лисицын, 1967) морях и в Тихом океане (Лисицын, Петелин, 1967) показали, что разные фракции обломочного материала, поступившего с берега, здесь локализуются на дне строго закономерно. Гальки, гравийный материал накапливаются



1503
420
7455
1503
1395
1676
257
500-750
3
45
1000
97
67
68
100
193
88
1806
400
630
275
300
1000
52
88
36
160
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
420
45

у берега, быстро убывая с углублением дна. Песчаные частицы также максимально оседают у берегов и убывают в сторону открытого моря, но уходят от берега гораздо дальше, чем гравийный материал. Крупно- и мелкоалевритовые частицы в прибрежной полосе дают минимум, который на некотором расстоянии от берега и на определенной, разной у разных водоемов, глубине сменяется более или менее широкой зоной максимума, после которой следует новое понижение их процентных содержаний к центру бассейна. Этот прибрежный минимум у мелкоалевритовой фракции выражен резче, чем у крупноалевритовой, а пелагический максимум сдвинут дальше в пелагическую зону сравнительно с максимумом у крупноалевритовой фракции. Пелитовая фракция в целом занимает наиболее удаленные от берега и наиболее глубокие области дна. Но если расчленить пелитовую фракцию на несколько более дробных (например, 0,01—0,005 *мм*; 0,005—0,001 *мм* и менее 0,001 *мм*) и построить карты отдельно для каждой из них, то получим принципиально ту же картину, что и у фракций алевритовых, с той только разницей, что прибрежный минимум будет все более и более резко выражен, а пелагический максимум — все далее сдвинут в пелагическую зону. Таким образом, *по мере увеличения размеров водоемов фракционирование кластических частиц по размерам становится все более ярко выраженным, а ширина полос, максимумов у каждой фракции все большей, сами же эти полосы с уменьшением размеров частиц все дальше уходят от берега.*

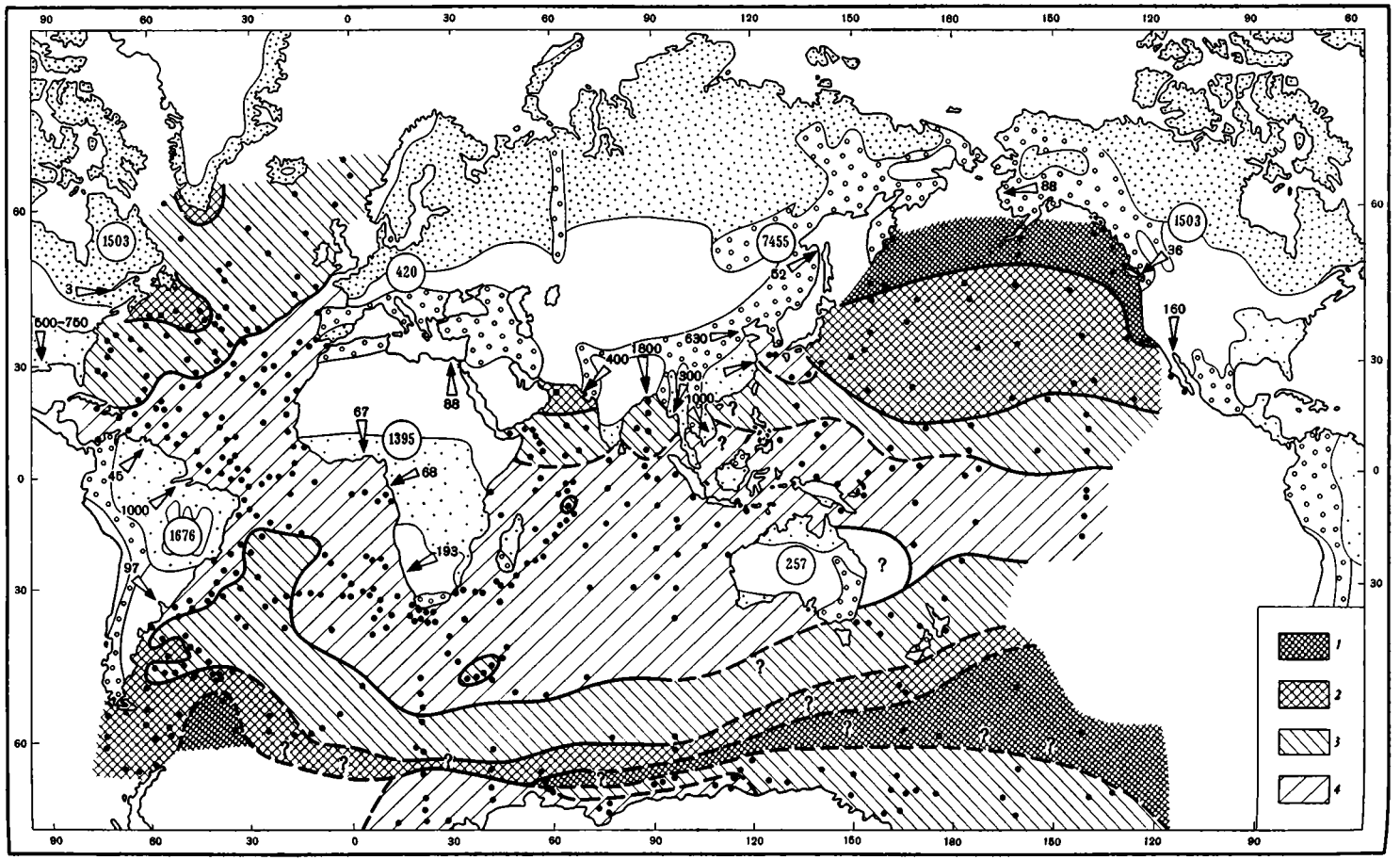
Огромную роль в этом фракционировании играет рельеф дна. Всякие повышения его, на каком бы участке акватории они ни находились, характеризуются погрубением осадков, ибо с них удаляются движением воды более мелкие частицы; всякие понижения отличаются утоньшением зерна осадков, ибо депрессии являются как бы ловушками тонкозернистых частиц. Весьма важно также, что с увеличением размеров и глубины водоемов увеличивается глубина так называемой зоны взмучивания, или иловой линии, т. е. глубины, ниже которой отлагаются тонкозернистые осадки, начиная с алевритовых илов. Так, например, если в Балхаше алевриты появляются с глубины уже 2—3 *м*, т. е. почти прямо у уреза воды, то в Аральском море — с глубин 5—10 *м*, в Каспии — с глубин 15—20 *м*, в Черном море — с глубин 15—25 *м*, на океаническом же шельфе — с глубин 75—100 *м*, а в местах особо активных гидродинамически — с глубин в несколько сотен метров и более. Эти цифры относятся также и к распределению отложений разной зернистости на подводных поднятиях. Причиной такого рода сдвигов тонкозернистых отложений на бо́льшие глубины у больших бассейнов, сравнительно с малыми, является увеличение гидродинамической активности, или, иначе, энергетических запасов бассейна по мере роста его акватории (и глубин).

Терригенные минералы, поступающие с водосборов, в озерах с небольшими акваториями не показывают каких-либо отчетливых закономерностей в площадном распределении. Но у более крупных бассейнов — внутриконтинентальных и краевых морей — все отчетливее проступает характерный план их распределения, впервые вскрытый В. П. Петелиным (1957) в Охотском море на анализе минералов крупноалевритовой

Фиг. 51. Распределение каолинита (в % от суммы глинистых минералов) в осадках Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 1966)

Содержание каолинита (в %):
1 — 60—40;
2 — 40—20;
3 — 20—10;
4 — менее 10;
5 — станции.

Зоны выветривания:
6 — умеренно влажного климата;
7 — тропического влажного климата;
8 — тектонически активных территорий без образования кор выветривания;
9 — суммарный твердый сток с континентов (в млн. *т*);
10 — направление поступления материала с суши (в млн. *т*)


1503
420
7455
1503
1395
1676
257
3
500-750
45
1000
97
67
68
193
88
400
1800
630
300
1000
52
88
36
160
1
2
3
4

фракции. Терригенные минералы распадаются здесь на две группы: 1) поступающие более или менее равномерно по всей периферии моря и 2) поступающие с ограниченных участков побережья. Наиболее легкие и плавучие члены *первой* группы довольно равномерно распределяются по всей акватории моря; при возрастающем удельном весе и убывании плавучести минералов они заносятся в пелагическую зону в пониженных количествах и тем меньше, чем больше их удельный вес; появляется пелагический минимум. У минералов *локального* питания во всех случаях наблюдается асимметричное расположение на дне водоема. Они массово накапливаются в осадках вблизи источника питания, резко убывая с удалением от него. Такая асимметрия выражена тем сильнее, чем меньше, ограниченнее область питания данным минералом; повышенная плавучесть действует в обратном направлении, несколько расширяя ареал распределения минерала, но не уничтожая асимметрии в целом. Минералы мелко-, средне- и крупнопесчаных фракций, поступающие по всей периферии, распределяются так же, как и минералы крупноалевритовой фракции, но полоса их прибрежного обогащения у́же, а пелагический минимум выражен резче и обширнее сравнительно с минералами фракции 0,1—0,05 *мм*. При локальном поступлении асимметрия в распределении минералов песчаных фракций выступает резче, чем у зерен крупноалевритовых. В океанах (по В. П. Петелину, 1965) реализуется, в сущности, та же схема, но только благодаря бо́льшим размерам акватории и гораздо большей гидродинамической активности океанов размеры ареалов у минералов локального питания существенно больше; резко увеличивается и пелагический минимум.

Минералы глинистой фракции (0,005—0,001 и менее 0,001 *мм*) во всех водоемах гумидных зон по природе своей аллотигенны; они поступают в бассейны за счет размыва глинистых пород водосборов и коры выветривания, причем на доступных разрезах донных отложений не испытывают сколько-нибудь заметных изменений в диагенезе (Страхов и др., 1954; Ратеев, 1964). В распределении этих минералов во внутриконтинентальных и краевых водоемах также сказывается характер поступления: по всей периферии или только локально; в этом отношении они как бы продолжают то, что наблюдается у минералов собственно обломочных. Иную картину дают океаны. Они пересекают разные климатические зоны, и это сказывается в зональном распределении глинистых минералов (Ратеев и др., 1966). Наибольшие массы каолинита располагаются в низких широтах, в тропиках и субтропиках (фиг. 51); к северу и югу по направлению к полюсам содержания каолинита убывают до практически полного исчезновения или ничтожных следов в осадках высоких широт. Строго к тропической и субтропической зонам Атлантического океана приурочен гиббсит — минерал, характерный, как и каолинит, для тропических кор выветривания. Напротив, хлорит и гидрослюда слабо представлены в осадках низких широт и все возрастают количественно в осадках широт высоких (фиг. 52). Такое распределение минералов в океанических отложениях во многом отвечает их развитию в корах выветривания континентов. Мощные коры выветривания в тропиках являются главным поставщиком минералов для океанов. С переходом во все более высокие широты и резким уменьшением мощностей кор на первый план выступает размыв реками и абразией коренных осадочных пород, и минеральный состав океанических глини-

Фиг. 52. Распределение хлорита (в % от суммы глинистых минералов) в осадках Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 1966)

Содержание хлорита (в %): *1* — более 30; *2* — 30—20; *3* — 20—10; *4* — менее 10. Остальные условные обозначения те же, что и на фиг. 51

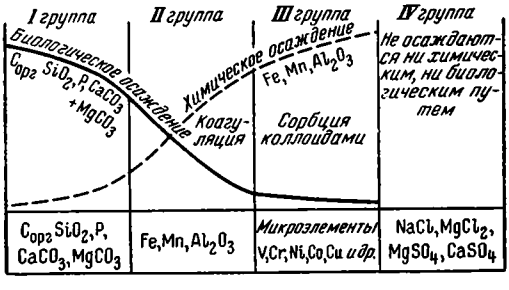
стых отложений приобретает тот тривиальный характер, какой свойствен древним осадочным породам вообще: гидрослюда, хлорит с небольшими (варьирующими в разных случаях) количествами монтмориллонита и каолинита, а также смешанно-слоистых минералов. Все это с достоверностью указывает на решающее значение терригенного, сносимого с континентов материала, а не на вулканогенное происхождение глинистых пелагических осадков океанов. Вулканический генезис имеют лишь пятна и полосы существенно монтмориллонитовых илов, тяготеющие к очагам надводного и подводного вулканизма и особенно развитые в южной части Тихого океана.

В центральных частях северной и южной тихоокеанских халистаз существуют крупные участки красной глины, постепенно все сильнее обогащающиеся цеолитами, с которыми ассоциирует еще монтмориллонит, меньше в северной халистазе, больше — в южной. *Эти площади цеолит-монтмориллонитовых глин отвечают самым минимальным скоростям океанического осадконакопления.* В них содержание терригенного материала совершенно ничтожно, подавляющая же масса слагающих осадок минералов — аутигенна и возникла частью за счет преобразования базальтовых пеплов и стекол, частью же химически осела из воды. Таким образом, если периферические зоны океанических глинистых осадков сложены материалом терригенным, снесенным с суши и отражающим в значительной мере (особенно в низких широтах) климатическую зональность водосборов, то в тихоокеанских халистазах по мере приближения к их центру роль терригенного компонента постепенно падает почти до нуля и глинистые илы все в большей степени становятся аутигенными образованиями, более крупная фракция в которых представлена цеолитами, субколлоидная — монтмориллонитом, особенно развитым в южной халистазе Тихого океана.

4. Седиментация в водоемах растворенных компонентов

Компоненты, приносимые в современные водоемы в растворенном состоянии, осаждаются частью биогенным путем, частью хемогенно, путем коагуляции или сорбции, в некоторой же степени остаются в растворе, пополняя запас минеральных солей в гидросфере. Общая схема этих процессов показана на фиг. 53 (Страхов и др., 1954).

Выделяются четыре группы компонентов. Первую образуют органическое вещество + SiO_2 + P + $CaCO_3$ + $MgCO_3$. Эти вещества непосредственно извлекаются из воды организмами и отлагаются на дне в составе их скелетных частей или недоразложившихся мягких тканей. Ко второй группе относятся Fe, Mn, Al_2O_3. Основным фактором извлечения их из растворов является гидролиз их металлорганических соединений и коагуляция образующихся таким путем золей гидроокисей. Биогенное



Фиг. 53. Схема аутигенного осаждения растворенных веществ в водной массе современных морей

извлечение, не отсутствуя совсем, имеет совершенно второстепенное значение. Третью группу составляют малые элементы: Sr, B, Cr, Ni, Cu, V, Co, Mo, W и др. Основным путем извлечения их из воды является, по-видимому, сорбция их гелями Fe, Mn и коагулировавшей силикатной мутью; это — элементы-спутники; биологический процесс осаждения их имеет место, но играет второстепенную, ничтожную роль. Наконец, четвертую естественную группу образуют NaCl, KCl, $MgCl_2$, $MgBr_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$. В силу резкого недосыщения воды в морских бассейнах гумидных зон эти соли не осаждаются химическим путем и в то же время не извлекаются сколько-нибудь заметно организмами. Это группа неактивных в гумидных водоемах компонентов, постепенно накапливающихся в гидросфере и повышающих ее общую минерализацию.

Благодаря исследованиям О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1964) мы можем сейчас составить себе приблизительное представление о том, каковы количества тех или иных компонентов и каким путем они выпадают в океанах и морях из принесенных в них с суши растворов.

Общий сток растворенных веществ с континентов составляет 3300 млн. *т*; из них на карбонаты кальция, магния приходится 1350×10^6 *т*; на хлориды и сульфаты натрия, калия, кальция, магния — до 959×10^6 *т*; на органические вещества — 720×10^6 *т*; на минеральные коллоиды (Si+Fe+Al) — 175×10^6 *т*; на микроэлементы — 36×10^6 *т*; на неорганические биогенные вещества — 18×10^6 *т*.

Из перечисленных групп карбонаты Ca и Mg, а также SiO_2 (составляющая главную часть минеральных коллоидов — порядка 100×10^6 *т*), осаждаются биогенно, что дает в сумме около 1500×10^6 *т*. Сульфаты и хлориды Na, K, Ca, Mg общей массой 959×10^6 *т*, остаются в растворе и идут на пополнение солей гидросферы. Органические вещества в конечном счете минерализуются и лишь в незначительной мере садятся на дно химическим путем; микроэлементы и часть биогенных неорганических веществ, в конце концов, также осаждаются на дно. Таким образом, из общей массы в 3300×10^6 *т*, растворенных веществ лишь около 125×10^6 *т*, т. е. около 4%, поступает на дно благодаря чисто химическим процессам, среди которых большую роль играет сорбция.

Если учесть еще снос и осаждение кластических частиц, то получается весьма характерный баланс. Из $16\,000 \times 10^6$ *т* общей массы осадочных веществ, ежегодно сбрасываемых реками в современные моря и океаны, $12\,650 \times 10^6$ *т* терригенных взвесей поступает на дно в результате чисто механической седиментации; около 1500×10^6 *т* — биогенным путем и только около 125×10^6 *т* — хемогенным; остальное остается в растворе.

В современном осадкообразовании морских и океанических бассейнов, следовательно, сочетаются практически лишь механическая седиментация с биогенной; хемогенная же настолько подавлена, что едва улавливается — факт крупного принципиального значения.

При этом нужно иметь в виду, что все вещества, генерируемые планктоном, а также все хемогенные осадки с момента их образования оказываются в тех же условиях, что и гидравлически эквивалентные им частицы собственно терригенного материала, вместе разносятся течениями и вместе осаждаются. Это означает, что *распределение на дне бассейнов не только терригенного материала, но и решающей части биогенно-хемогенных твердых фаз происходит по схеме и законам механической седиментации.* Исключение составляют лишь раковинные накопления бентоса, которые остаются in situ.

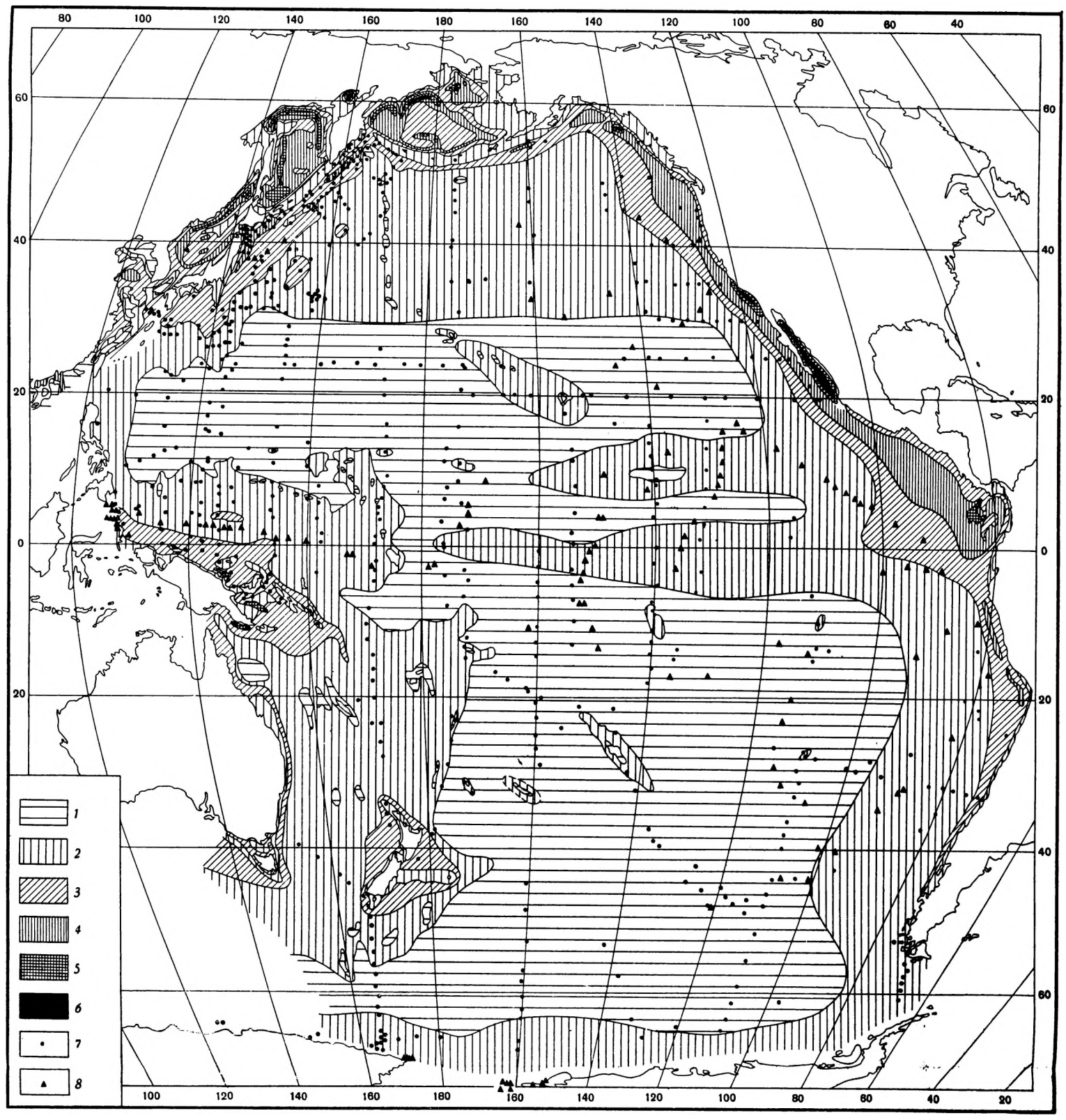
5. Распределение органического вещества, SiO_2 и $CaCO_3$ в конечных водоемах стока

Вопрос о распределении компонентов в конечных водоемах стока является кардинальным в теории современного осадконакопления. И хотя отдельным аспектам этой проблемы посвящено много работ, цельная, обобщенная картина стала вырисовываться лишь в последнее время, с появлением схем для океанических бассейнов.

Отправным пунктом удобно взять распределение органического вещества в осадках. Оно определяется продуктивностью водоема, а также разбавляющим действием терригенного материала. В наиболее четкой форме такая связь с продуктивностью бассейна выступает в озерах. Здесь олиготрофные водоемы отличаются наименьшим содержанием органического углерода в осадке, мезотрофные — бóльшим, эвтрофные — максимальным; в них формируются сапропелевые илы. При этом максимум накопления органического вещества приходится на центральные части водоемов, где мощность продуцирующего слоя максимальна. Органического углерода в олиготрофных водоемах 1—2%; в мезотрофных — 5—7%; в эвтрофных — свыше 10% (до 30% и более).

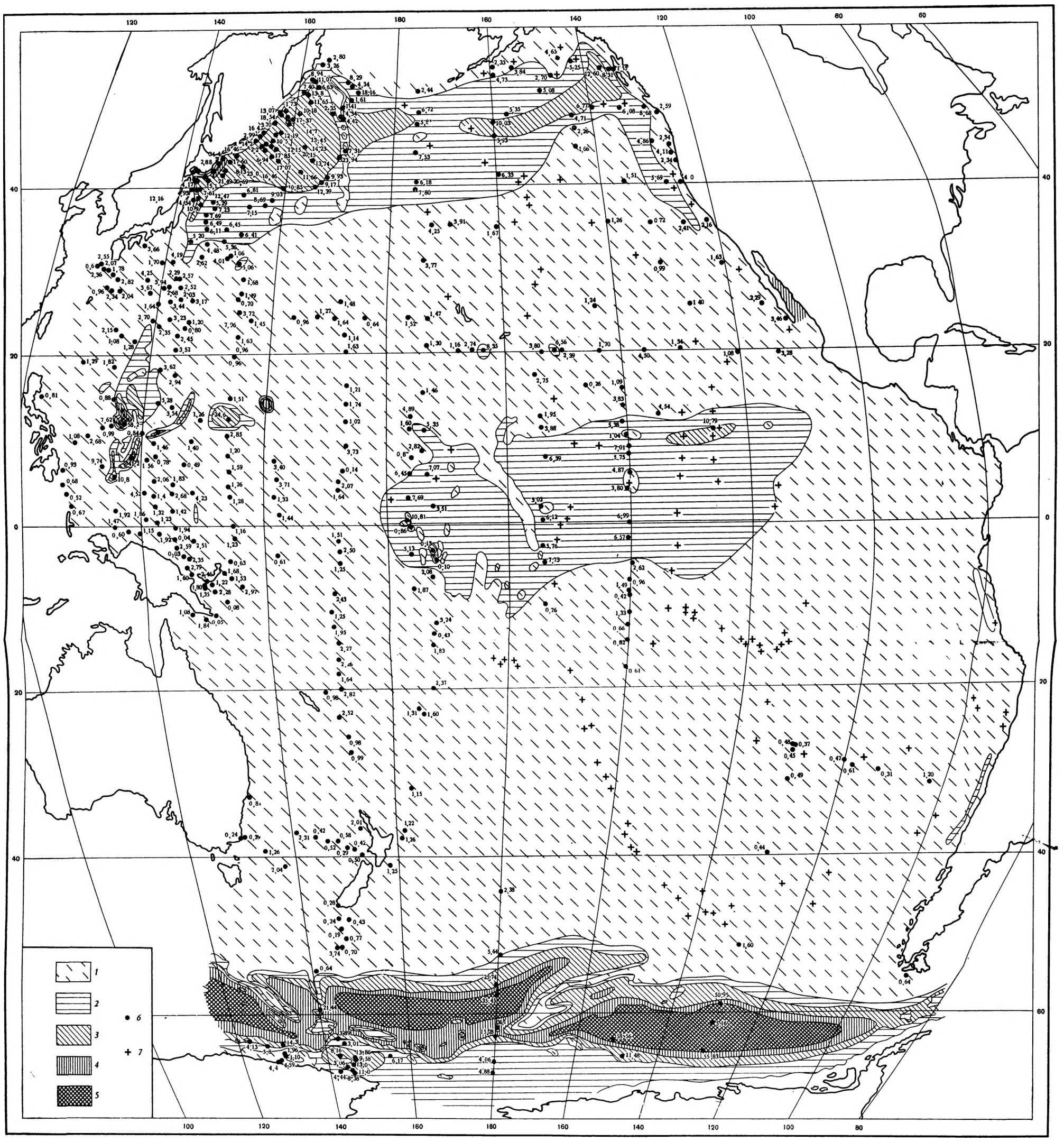
В крупных и глубоких озерах, во внутриконтинентальных и некоторых краевых морях (Белое, Карское, Черное) соотношения становятся более сложными. Максимальная продуктивность планктона тяготеет к периферической части моря: нижней части шельфа — началу континентального склона, словом, к прибрежной зоне, где мощность продуцирующего планктонного слоя около 100 *м*. Но максимальные содержания $C_{орг}$ по-прежнему локализуются в центре бассейна, ибо значительная масса отмерших организмов выбрасывается сюда движениями воды и здесь захороняется на фоне ослабленного поступления в пелагиаль разбавляющего обломочного материала. Если бассейну свойственна система циклонических циркулярных течений, то в пелагической области выделяются участки халистаз, наиболее обогащенных ограническим веществом, и промежуточные полосы, где $C_{орг}$ в осадке меньше (Черное море). Такая картина рисуется, однако, только при оперировании процентными содержаниями $C_{орг}$. При переходе на абсолютные массы оказывается, что основные количества органического вещества захороняются в прибрежной зоне, т. е. там, где продуцируются. Но так как в этой же зоне оседает главная масса обломочного материала, разбавляющего органическое вещество, то в конечном итоге процентные содержания $C_{орг}$ в полосе максимального продуцирования органической массы оказываются незначительными. В пелагическую зону заносится мало органического вещества, но поступление обломочного материала (в силу его большого удельного веса) сюда еще меньше, и в результате пелагические илы крупных внутриконтинентальных водоемов оказываются более богатыми $C_{орг}$ в процентном выражении, чем прибрежные зоны. Особенно отчетливо выступает это в халистазах, куда заносится минимум обломочного материала. Этот кардинальный вывод, впервые показавший механизм формирования процентных содержаний $C_{орг}$, был раскрыт на Черном море методом абсолютных масс.

В очень больших краевых морях — Беринговом, Охотском, Японском в распределении $C_{орг}$ выступают новые черты. В этих бассейнах максимальное содержание органического вещества в осадках приурочено к периферическим зонам морей (нижняя часть шельфа, континентальный склон), т. е. к районам, над которыми оно и продуцируется в планктонной пленке. В пелагической зоне содержания $C_{орг}$ в отложениях меньше, чем в периферических осадках. Фактором, действующим отрицательно на накопления здесь $C_{орг}$, является большая глубина бассейна, благодаря которой органическое вещество, успевает в большей своей части разложиться,



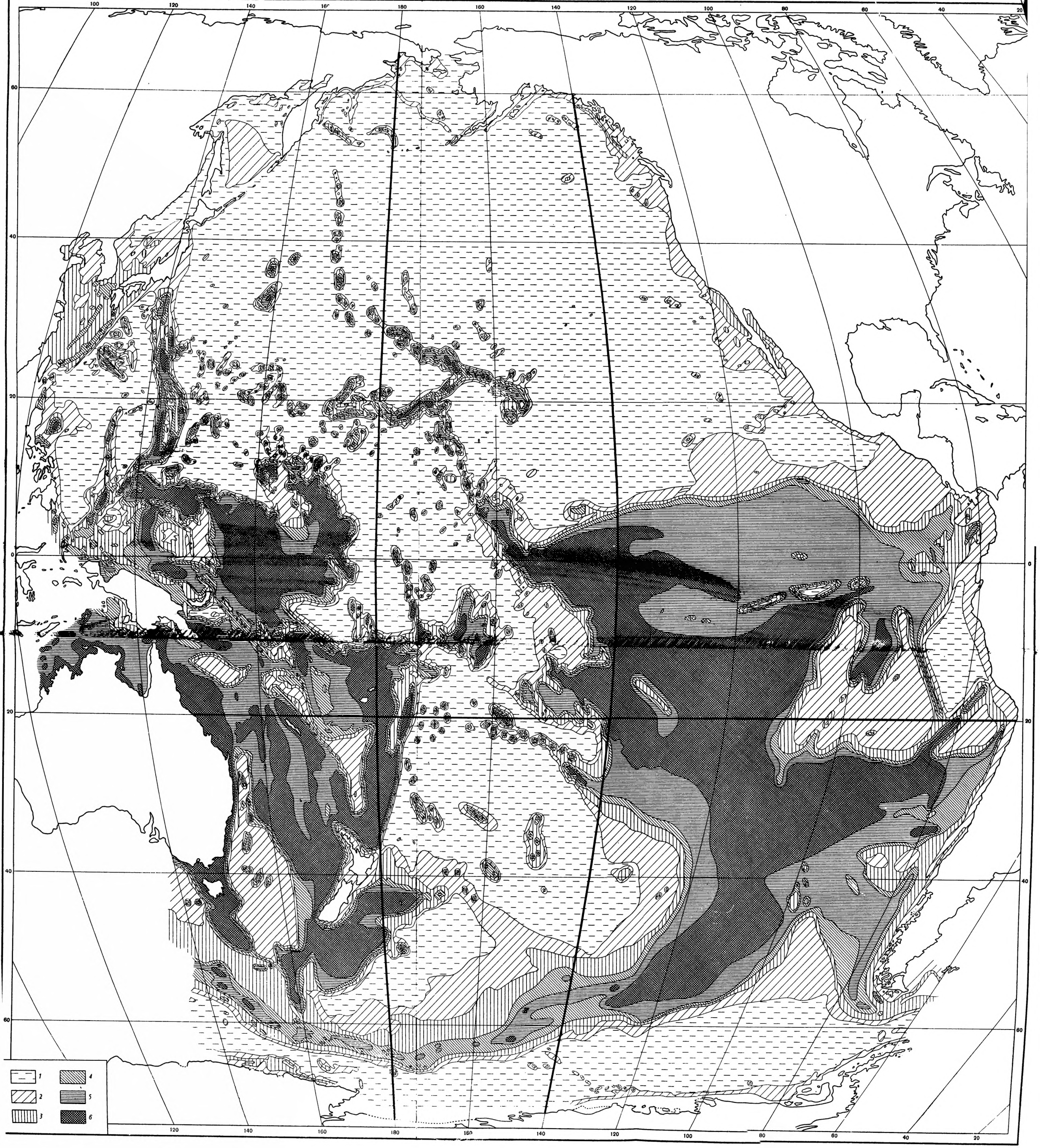
Фиг. 54. Распределение $C_{орг}$ в поверхностном слое осадков Тихого океана (по Е. А. Романкевичу 1970)

Содержание $C_{орг}$ (в %): *1* — менее 0,25; *2* — 0,25—0,50; *3* — 0,50—1,0; *4* — 1,0—1,5; *5* — 1,5 — 2,0; *6* — более 2,0; *7* — места отбора проб осадков, собранных на э/с «Витязь», «Обь», экспедицией «Даунвид» (пробы исследованы в Институте океанологии АН СССР); *8* — пробы иностранных экспедиций



Фиг. 55. Распределение аморфного кремнезема (в % на сухой натуральный осадок) в донных осадках Тихого океана (по А. П. Лисицыну, 1970)

1 — менее 5; *2* — 5—10; *3* — 10—30; *4* — 30—50; *5* — более 50; *6* — места отбора проб э/с «Витязь» и «Обь»; *7* — места отбора проб другими экспедициями



Фиг. 56. Распределение $CaCO_3$ (в % на сухое вещество осадка) в поверхностном слое осадков Тихого океана (по А. П. Лисицыну и В. П. Петелину, 1970)

1 — менее 1; *2* — 1—10; *3* — 10—30; *4* — 30—50; *5* — 50—70; *6* — более 70

минерализоваться, прежде чем достигнет дна. Тот механизм обогащения пелагиали, который мы видели в Черном море, ликвидируется действием глубины.

В океанах схема распределения $C_{орг}$, свойственная дальневосточным морям, проявляется с максимальной силой. Здесь, как видно на фиг. 54, наибольшие количества $C_{орг}$ (1—2%) также приурочиваются к периферической и довольно узкой циркумконтинентальной полосе, приходящейся главным образом на континентальный склон и нижнюю часть шельфа. Центральные районы океана чрезвычайно бедны $C_{орг}$—0,1—0,25%, редко выше. Отрицательное действие огромной глубины здесь сказывается очень эффектно. Но есть одна особенность гидрологического режима океанов, которая отсутствует или слабо выражена во внутриконтинентальных и краевых морях: подъем глубинных вод, обогащенных биогенными элементами, или возникновение зон дивергенции, что вызывает усиленное продуцирование органического вещества в этих зонах. Самая мощная зона дивергенции окружает Антарктический континент, другая находится на севере Тихого океана, третья, более слабая, — в восточной половине его экваториальной области. Подъем глубинных вод имеет место также у западных берегов Северной и Южной Америки. Это обстоятельство обусловливает повышенную продуктивность указанных областей и более высокое содержание $C_{орг}$ в накопляющихся здесь осадках.

Как видим, и содержание $C_{орг}$, и распределение его на дне строго контролируются размерами водоема, гидрологическим режимом, изменяющимся при возрастании размеров бассейна, а также массами приносимого терригенного материала.

Содержание SiO_2 аутигенного в морских и океанских отложениях резко повышено сравнительно с содержаниями $C_{орг}$. Если амплитуда концентраций $C_{орг}$ укладывается в рамки 0,1—5%, то для SiO_2 эти количества образуют лишь самую низкую градацию его содержаний, реальная же амплитуда у SiO_2 простирается от долей процента до свыше 50%. Объясняется это отчасти тем, что фитопланктон продуцирует в год больше $SiO_2 \cdot nH_2O$, чем органического вещества, но главным образом тем, что кремнезем гораздо устойчивее к растворению, чем органическое вещество, и поэтому в гораздо большей степени достигает дна, чем легко разрушаемая органика.

Поскольку диатомовые водоросли и радиолярии — две главные кремнийвыделяющие группы — входят в состав планктона, образуя свыше 50% его, можно было бы думать, что распределение SiO_2 в осадках должно подчиняться той же схеме, что и распределение $C_{орг}$. Для малых бассейнов — озер, внутриконтинентальных морей — у нас пока мало данных для суждения по этому вопросу. Но в более крупных бассейнах намечаются ясные и характерные отличия. Так, в Охотском и Беринговом морях максимум SiO_2 приходится не на периферические, а на центральные части бассейнов. Причина здесь, конечно, в большей устойчивости SiO_2 к растворению. Падающие на дно трупы сильнее разлагаются в части органических соединений, чем в своем скелетном компоненте. Разбавляющего же обломочного материала в пелагиаль заносится все меньше. Отсюда сдвиг в пелагическом направлении максимумов $SiO_2 \cdot nH_2O$ относительно максимума $C_{орг}$, хотя величины самих этих максимумов в процентном выражении резко различны.

В океанах схема распределения SiO_2 в осадке отличается от схем распределения SiO_2 в краевых морях (фиг. 55). Главной особенностью является необычайно резко выраженное тяготение SiO_2 к высоким широтам (северным и антарктическим) и крайняя бедность SiO_2 в осадках низких, субтропических и тропических широт. *Здесь бедны им не только пелагические, но и прибрежные отложения.* Причина в том, что господствующие кремнийнакопляющие организмы — диатомеи — холодолюбивые формы;

под тропиками их очень мало. Поэтому в прибрежной зоне их влияние на состав осадка маскируется усиленным поступлением обломочного материала. В пелагической области слабое накопление SiO_2 наблюдается в экваториальной полосе, где оно идет на фоне очень слабого поступления обломочного материала. К тому же здесь диатомеи часто крупные (например, *Ethmodiscus*), панцири их труднорастворимы; появляются в значительной мере радиолярии со скелетом, тоже более стойким к растворению.

У $CaCO_3$ амплитуда содержаний еще выше, чем у SiO_2: от долей процента до 100%, что связано со значительно бóльшими количествами карбонатов, сносимых с суши (см. раздел 4).

Распределение $CaCO_3$ ($+MgCO_3$, выделяемого биогенно) подчиняется совсем другой закономерности, чем распределение аутигенного кремнезема.

В озерах гумидной зоны, где $CaCO_3$ резко недосыщает воду, карбонатных осадков не накапливается вообще; исключение составляют только озера, расположенные среди карбонатсодержащих морен, либо на участках, где водосборы сложены карбонатными породами и $CaCO_3$ начинает насыщать воду. В этих случаях $CaCO_3$ появляется и в осадке, но лишь в прибрежной зоне (озерный мел и мергель), исчезая в профундали. Аналогичное явление отмечается и в озерах зоны, переходной к аридному поясу (Боденское, Великие озера США). Здесь $CaCO_3$ не только ютится в прибрежной полосе, но и заходит в центральные части водоемов, правда в гораздо меньшей степени. В морях и океанах можно видеть, что $CaCO_3$ отчетливо тяготеет к низким широтам между 40° с. ш. и 60° ю. ш. (фиг. 56). Только в северной части Атлантического океана, где Гольфстрим уносит теплые воды далеко к северу от 40 параллели, карбонаты также далеко уходят севернее и проникают даже в полярный бассейн. В Тихом и Индийском океанах карбонатность осадков ограничивается указанными широтами.

На карте Тихого океана бросаются в глаза, *во-первых*, наличие двух огромных областей высококарбонатных отложений, разделенных посередине широкой полосой осадков с очень низким процентом $CaCO_3$; *во-вторых*, огромная площадь в северной половине Тихого океана, почти лишенная карбонатов, среди которой, однако, встречается множество очень небольших пятен высококарбонатных; *в-третьих*, по восточной окраине океана, вблизи берега намечается узкая лента слабокарбонатных отложений.

Общее тяготение карбонатных осадков к низким широтам коренится в том, что, как отметили еще Меррей и Ренар, известьвыделяющие организмы — теплолюбивые формы, в отличие от подавляющей массы кремневых, которые холодолюбивы (диатомеи).

Возникновение бескарбонатных илов в северной пелагической зоне Тихого океана и посередине его южной половины связано с наличием так называемой критической глубины для карбонатных отложений. Эта глубина равна 4000—4500 *м*; выше нее карбонатные осадки накопляться могут, ибо растворение раковин идет в этом интервале глубин очень медленно. Ниже критической глубины константы диссоциации CO_2 резко увеличиваются, вода, содержащая ее, становится агрессивной по отношению к $CaCO_3$, и осадок резко им обедняется. Маленькие локальные пятна высоких содержаний $CaCO_3$ в северной половине Тихого океана и в средней части его южной половины объясняются наличием локальных поднятий дна (подводные горы, обычно вулканического происхождения), выступающих со дна глубоководной части океана выше критической глубины. Колебания содержаний $CaCO_3$ внутри огромных пятен высококарбонатных осадков связаны в основном также с влиянием рельефа дна. Полосы малого накопления $CaCO_3$ вдоль побережья Северной и Южной Америки обусловлены разбавляющим действием терригенного материала.

Этот же фактор проявляет себя и в северо-западной части Тихого океана. Отсутствие таких полос у побережий Австралии связано с аридностью этого континента и очень малым выносом с него терригенного силикатного материала.

Добавим, что в более теплых участках морей и океанов вместе с $CaCO_3$ осаждается биогенно также $MgCO_3$, и кальцит становится в большей или меньшей степени магнезиальным (от 1—2 до 7—8%).

Итак, распределение в осадках органического вещества, SiO_2 аутигенной и $CaCO_3$ контролируется в первую очередь температурным режимом и размерами водоема, его рельефом и гидрологией, которая в одних местах обусловливает высокое продуцирование $C_{орг}$, SiO_2 аутигенной и $CaCO_3$, в других — малое. Существенное влияние оказывает также больший или меньший внос разбавляющего (силикатного) материала. В водоемах разных размеров действие этих факторов складывается по-разному, откуда проистекают и разные картины распределения элементов в осадках.

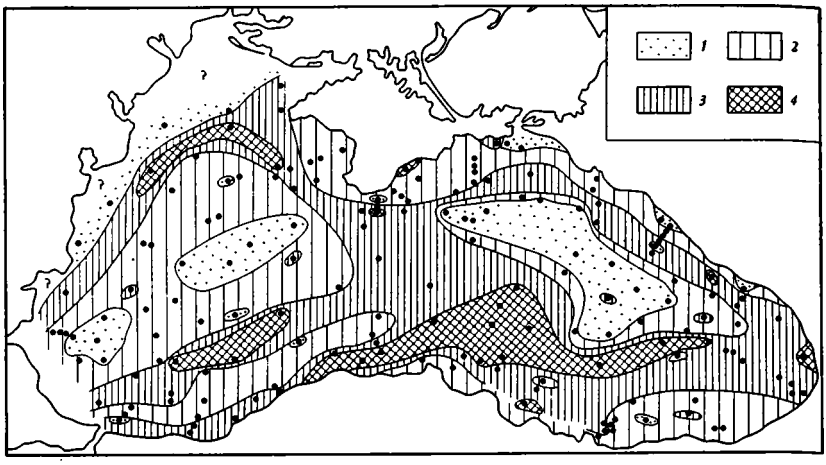
В заключение подчеркнем, что далеко не все количество органического вещества, созданного в годичном цикле планктонной пленкой, а также не вся масса SiO_2 и $CaCO_3$, выделенных биогенно, достигают дна и захороняются в осадке. В водоемах всех типов захороняется лишь малая или даже ничтожная их доля и тем меньшая, чем больше и глубже бассейн. Вычисления показывают, что из органического вещества, созданного под каждым квадратным метром пелагической зоны океана, лишь 0,01—0,001% захороняется на дне. У SiO_2 и $CaCO_3$ эта доля больше (десятые доли процента), но в общем и кремнезема, и $CaCO_3$ захороняется в осадках столько, сколько вносится в водоем в годичном цикле. Накопления этих компонентов в водной массе бассейнов не происходит.

6. Распределение в осадках Fe, Mn и малых элементов

У большинства современных водоемов наблюдается непрерывный рост содержаний железа, марганца, фосфора и микроэлементов от песчаных осадков к пелитовым; это так называемый упорядоченный тип распределения. Он проявляется иногда уже в натуральном осадке, но особенно ярко при пересчете на бескарбонатное вещество, освобожденное также от аутигенной SiO_2, когда ее много. Случаи, когда распределение оказывается пестрым, редки и встречаются либо вблизи гористых водосборов, либо в областях сурового климата, где химическое выветривание очень ослаблено, либо, наконец, там, где имеет место влияние вулканического пеплового материала (Страхов, 1968).

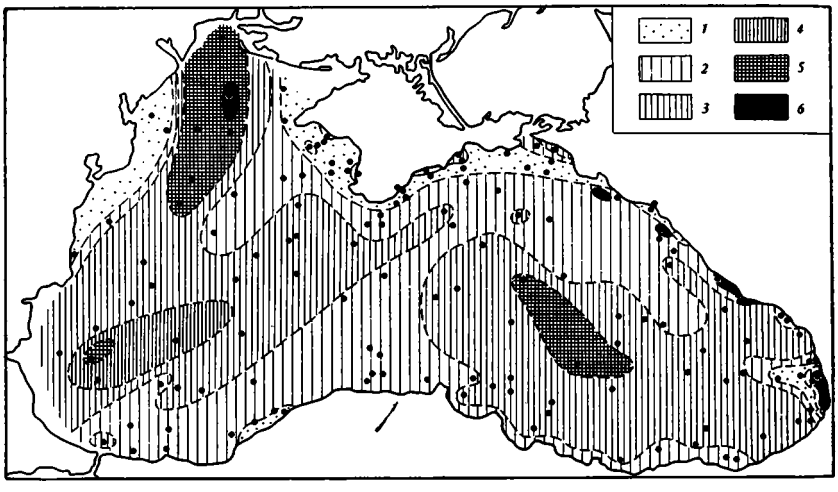
В площадном распределении элементов на дне водоемов отчетливо проступает влияние размеров бассейна. В небольших по размерам озерах какие-либо закономерности размещения выявляются слабо, но с возрастанием площади бассейнов они становятся все отчетливее и яснее. При этом конкретные схемы распределения разных элементов существенно различны. У наиболее детально изученного сейчас Черного моря (М. А. Глаголева [1], М. Ф. Пилипчук, И. И. Волков, В. Ф. Севастьянов, Н. А. Соколов и др.) элементы отчетливо распадаются на три группы. Первую образуют Ti, Zr, Ge, Cr, V и, вероятно, гидролизаты (Hf, Nb, Ta и др.), а также редкие земли. Максимальные содержания их (в бескарбонатном веществе) приходятся на прибрежную зону, к центру же моря концентрации их убывают и в наиболее удаленных от побережий частях бассейна, отвечающих восточной и западной халистатическим зонам, достигают мини-

[1] Новые карты для V, Cr, Cu составлены на основе дополнительных анализов 36 новых проб пелагической зоны моря.



Фиг. 57. Распределение титана (TiO_2 % в пересчете на бескарбонатное вещество) в современных осадках Черного моря (по данным М. Ф. Пилипчука, переработано автором книги)

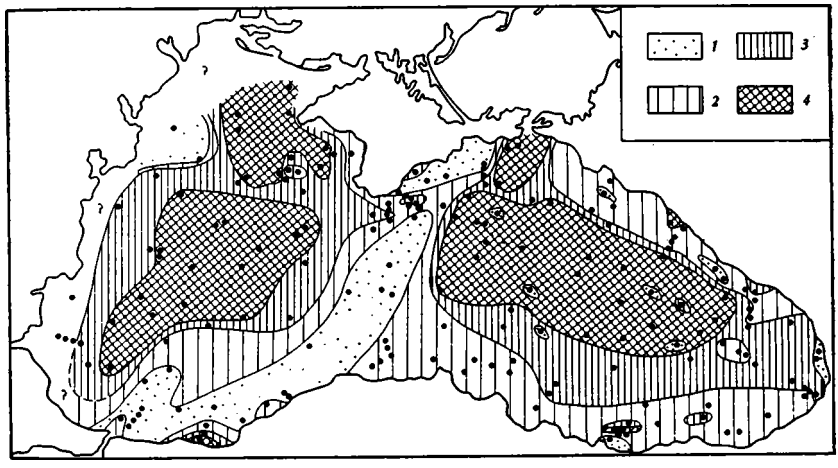
1 — менее 0,70; *2* — 0,70—0,80; *3* — 0,80—0,90; *4* — более 0,90



Фиг. 58. Распределение марганца в бескарбонатном веществе осадков Черного моря

Содержание марганца (в %): *1* — менее 0,05; *2* — 0,05—0,075; *3* — 0,075—0,10; *4* — 0,09—0,10; *5* — более 0,10; *6* — более 0,25

мума (фиг. 57). Ширина и конфигурация прибрежных максимальных полос, равно как и размеры минимального пелагического ареала, варьируют от одного элемента к другому, и потому четкость принципиальной схемы неодинакова у разных элементов; наибольшая она у Zr и Ti, карты которых почти точно повторяют одна другую. Но, несмотря на наличие индивидуальных черт у каждого элемента, общая принципиальная схема распределения всех их одинакова. Вторую группу образуют Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Au, U, Mo, As, Se, P, W (фиг. 58 и 59). У всех них в прибрежной зоне располагаются, исключая отдельные очень небольшие участки, минимальные содержания, по мере же перехода к центральным областям моря концентрации возрастают, достигая максимума в восточной и западной халистазах. И опять — у разных элементов — эта общая схема



Фиг. 59. Распределение мышьяка ($n \cdot 10^{-3}$ As_2O_3 в пересчете на бескарбонатное вещество) в современных осадках Черного моря (по данным В. С. Соколова, переработано автором книги)

1 — менее 1,5; *2* — 1,5—2,0; *3* — 2,0—2,5; *4* — более 2,5

варьирует. Так, для Fe характерно довольно равномерное распределение содержаний по площади, и пелагический максимум, отчетливый и большой, наблюдается лишь в восточной половине моря, в западной же он гораздо меньше по размерам. У Ni и Mn пелагический сдвиг выражен резче, и все более резко у остальных членов группы.

Своеобразную и не вполне пока понятную группу образуют Pb и Zn. Свинец некоторыми своими чертами напоминает первую группу, но в целом достаточно от нее отличен; цинк же — вторую группу; в их локализации в осадках, по-видимому, очень большую роль играет локальность питания с разных участков площадей водосборов.

В целом же изученные элементы группируются в три ряда:

I. [Ti, Zr] → Ge → Cr → V (в халистазах минимум)

II. Fe → Ni → Mn → Cu → W → Co → Au → U → P → As → → Se → Mo (в халистазах максимум)

III. Pb → Zn (своеобразное распределение, отличное от I и II рядов).

Переход от первой группы элементов ко второй в целом обусловливается увеличением их геохимической подвижности в реках, питающих Черное море. Точно так же последовательное, все более резкое оформление внутри второй группы пелагического максимума следует приписать все возрастающей миграции входящих в нее элементов в составе растворенного, а не взвешенного материала, т. е. тому же росту средней геохимической подвижности на водосборах Черного моря. Третья группа менее геохимически подвижна, чем вторая (в целом), но внутри нее ясно сказывается бóльшая подвижность цинка сравнительно со свинцом.

Нужно подчеркнуть, что конкретные картографические схемы распределения тех же самых элементов в других морских водоемах могут более или менее заметно отличаться от описанных черноморских. Так, в Охотском море к первой группе (максимумы у берега, минимумы — в пелагиали) принадлежат Fe, Ti, V, Cr; ко второй (максимум в пелагиали) — W, Mo, Cu, Ni, Mn, Co; особняком стоит фосфор. В целом получается:

$$\left[\underset{(I)}{Fe—Ti—V—Cr}\right] \begin{cases} \nearrow W \longrightarrow [Cu—Ni] \underset{(II)}{\longrightarrow} [Mn—Mo—Co] \\ \searrow P \ (III) \end{cases}$$

В других морях возможны и другие комбинации. Их причина в том, что формы миграции одного и того же элемента (т. е. соотношения взвесей и растворов), как мы видели, изменяются, и в рядах подвижности элементы сдвигаются то ближе к началу ряда, то к концу его. Но все же среди них постоянно наиболее подвижными оказываются Mn, Ni, Cu, Mo, Co, As, Se, которые и дают пелагические максимумы на картах.

Таблица 32

Содержание элементов в пелагических илах современных морских водоемов

Бассейн	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Mo	Pb
	%		10^{-4} %				
Охотское море	3,28—3,19	0,168—0,677	34—45	5,6—6,0	35—50	1,36—1,7	—
Черное море	4,42—4,50	0,070—0,080	84—91	15—39	36—56		—
Мелководные илы	4,83	0,085	53	13	48	1	20
Арктический бассейн	5,12	0,26	75	45	50	10	18
Атлантический океан	5,74	0,40	140	38	130	9	45
Тихий океан	5,67	0,67	300	110	400	46	110

Бассейн	Zn	Ba	Y	La	Sc	Площадь водоема L, км²	Площадь водосбора B, км²	B/L	Количество действующих вулканов
	10^{-4} %								
Охотское море	—	—	—	—	—	1 583 000	1 199 242	1,32	30
Черное море	—	—	—	—	—	500 000	1 864 000	3,7	Нет
Мелководные илы	95	750	27	92	5	—	—	—	—
Арктический бассейн	243 (?)	700	210 (?)	10	—	13 100 000	12 003 000	0,92	Нет
Атлантический океан	130	700	29	98	13	93 363 000	28 002 000	0,30	Вместе с Индийским океаном 97
Тихий океан	200	4000	150	150	25	179 679 000	6 925 000	0,04	339+14

Чрезвычайно важен совсем недавно установленный факт, что содержания в пелагических илах Fe, Mn, P, Ni, Cu, Co, Mo, W и некоторых других более подвижных малых элементов находятся в прямой зависимости от площадных размеров водоемов. *Чем больше акватории бассейнов, тем интенсивнее концентрируются в пелагических илах водоемов эти элементы, особенно наиболее подвижные из них* (табл. 32). Эта закономерность в такой форме была впервые сформулирована автором в докладе на VII Всесоюзном литологическом совещании в Москве в 1965 г. (напечатано в сборнике «Геохимия осадочных пород и руд» лишь в 1968 г.) и должна быть отнесена к числу наиболее фундаментальных среди других, касающихся распределения элементов в морских водоемах. Существенно и другое обстоятельство. В пелагических илах конечных членов ряда — Атлантическом, Индийском, Тихом океанах — концентрации Mn, Ni, Co, Cu, Mo и некоторых других элементов достигают настолько значительных величин, что их с полным правом можно рассматривать в качестве эмбрионально-рудных. Можно сказать поэтому, что с увеличением размеров водоемов обычные кларковые содержания Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Mo, W, Zn в пелагических илах, постепенно возрастая, переступают кларковый рубеж и превращаются в эмбрионально-рудные концентрации — факт крупного принципиального значения.

В основе изложенных закономерностей распределения железа, марганца и микроэлементов лежит уже описанный выше механизм фракционирования взвесей.

При механическом разносе речной взвеси самые тонкие ее частицы — субколлоидные и коллоидные, наиболее богатые названными микроэлементами, заносятся в самые отдаленные от берега части бассейна, и поэтому пелагические илы всех вообще водоемов по самой природе своей не могут не быть обогащены Fe, Mn, Cu, Ni, Mo и прочими микроэлементами сравнительно с осадками прибрежными, более грубозернистыми. При этом чем больше акватория бассейна и чем длительнее перенос частиц, тем больше возможностей для тонкого фракционирования взвесей и поступления в пелагическую зону наиболее тонких ее компонентов, тем отчетливее обогащение пелагических илов указанной выше восьмеркой элементов. Вот почему пелагические илы Арктического бассейна богаче Fe, Mn, Ni, Co, Mo, Zn, Pb и другими сравнительно с илами черноморскими и охотоморскими; илы Атлантики богаче, чем илы Арктического океана, а илы Тихого океана максимально обогащены этими восемью элементами сравнительно с пелагическими осадками всех других бассейнов. Таким образом, *в основе прогрессирующего обогащения пелагических илов все более крупных по размерам водоемов рядом химических элементов — явления чисто химического — лежит, прежде всего, процесс механического фракционирования взвесей, поступающих с суши в бассейн, т. е. процесс чисто физический.*

Его действие усиливается другим принципиально отличным процессом. По физико-химическим расчетам Голдберга (Goldberg, 1954) и Краускопфа (Krauskopf, 1956), минеральные соединения малых элементов находятся в речной и морской воде в состоянии недосыщенных растворов, что «разрешает» миграцию их в самые отдаленные участки самых крупных водоемов. В то же время железо, марганец, а также ряд малых элементов находятся в форме элементоорганических соединений, которые частью заносятся в бассейны с водосборов, частью возникают в самом водоеме за счет гидролиза отмерших организмов планктона. Все эти органоминеральные соединения рано или поздно в щелочной морской воде подвергаются гидролизу, освобождая Fe^{3+}, Mn^{4+}, которые, коагулируя, сорбируют на своих мельчайших гелевых частицах микроэлементы: Co, Ni, Cu, Mo и пр. Поскольку же гелевые частицы $Fe(OH)_3$ и $MnO_2 \cdot nH_2O$ отличаются ничтожнейшими размерами (что предопределяется очень малыми содержаниями железа и марганца в морской воде), они заносятся движениями воды в самые отдаленные участки водоемов, садятся здесь и дополнительно обогащают пелагические илы рядом микроэлементов.

7. Общая схема диагенеза осадков гумидных водоемов

Все предыдущее относится к стадии формирования современных осадков, или седиментогенезу. Не менее существенно изменились к половине 50-х годов представления о сущности диагенетической стадии и происходящих при этом процессов.

Еще в 1922 г. А. Е. Ферсман определил диагенез как стадию уравновешивания физико-химической неравновесной системы, которой является осадок. Это очень правильное и изящное определение, однако, не было развернуто в сколько-нибудь разработанную конкретную схему диагенеза ни самим А. Е. Ферсманом, ни кем-либо из последующих исследователей и осталось только словесным определением и ничем больше.

Причиной было то, что ни А. Е. Ферсман, ни его последователи не указали конкретно, в чем же заключается неуравновешенность осадка

как физико-химической системы, каковы процессы, уравновешивающие ее и через какие этапы во времени проходит само уравновешивание. Решение указанной задачи, а тем самым и создание конкретной теории диагенеза стало возможным только после достаточного углубления в исследование современных осадков. Оно было выполнено автором этих строк впервые в 1953 г., более полно — в 1954 г. и наиболее детально — в 1960 г.

Физико-химическая неуравновешенность свежевыпавшего осадка проявляется в ряде его особенностей. Так, в осадке имеется большее или меньшее количество свободного кислорода и богатых кислородом веществ, способных отдавать его, например Fe_2O_3, гидроокислы марганца и других металлов, и рядом — живые организмы, бактерии, нуждающиеся в кислороде для поддержания своего существования, а также мертвое органическое вещество. Пропитывающая ил вода, не отличающаяся в момент образования осадка от воды наддонной, обычно не насыщена $CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$, фосфатами и другими компонентами, а между тем в осадке имеются биогенно осажденный или перенесенный в виде взвеси кальцит, $MgCO_3$, $SiO_2 \cdot nH_2O$ и другие вещества; все они не находятся в равновесии с иловой водой, захороненной в осадке. Мицеллы глинистых минералов содержат разнообразные поглощенные ими катионы, которые обычно не отвечают изменяющейся в ходе диагенеза иловой воде и поэтому должны сами изменяться при развитии диагенетических процессов и т. д. Все это с неизбежностью порождает длинную цепь процессов химических преобразований наиболее неустойчивых твердых фаз, слагающих осадок — преобразований, которые, в конце концов, и приводят к относительному уравновешиванию исходной системы.

Самым ранним из них является поглощение организмами свободного кислорода иловой воды, после чего начинается редукция окислов Fe^{3+}, Mn^{4+} и других, а потом и SO_4^{2-}. Среда из окислительной превращается в восстановительную, ее Eh понижается, а pH после некоторого понижения в начале процесса обычно повышается. Имеющиеся в осадке твердые фазы $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2 и других веществ, длительно соприкасаясь с водой, ненасыщенной ими, постепенно растворяются, достигая стадии насыщенных растворов. Между катионами, находящимися в поглощенном состоянии на мицеллах глинистых минералов, и катионами иловой воды происходит обмен, в результате которого изменяется состав как илового раствора, так и поглощенных оснований, и многие малые элементы (Ni, Cu, Co, Mo, As, Se и др.) в большей или меньшей степени обогащают иловый раствор. Одновременно разлагается и само органическое вещество, переходя при этом частью в газы (CO_2, CH_4, H_2S, H_2, NH_3 и др.), частью же давая воднорастворимые соединения, накапливающиеся в воде, и более устойчивые, сохраняющиеся в твердой фазе осадка.

В итоге этих процессов вода, пропитывающая осадок, особенно глинистый, коренным образом изменяет свой характер. Она в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается Fe^{2+}, Mn^{2+}, SiO_2, органическим веществом, фосфором, малыми элементами, лишается O_2, вместо которого накапливаются NH_3, CH_4, CO_2, H_2S, H_2 и др. Ее Eh резко падает до минус 150 — минус 300 *mv*, а pH колеблется от 6,8 до 8,5. *Возникает геохимический мир, резко отличный от мира наддонной воды, хотя и находящийся в ближайшем с ним соседстве.*

Оформление специфических иловых растворов дает толчок двум важным процессам.

Первый заключается в «обмене веществ» между наддонной водой и иловым раствором. Исчезающие из иловой воды в ходе диагенеза O_2 и SO_4^{2-} (а вместе с сульфатным ионом частично Ca и Mg) интенсивно диффундируют в иловый раствор из наддонной воды и поглощаются илом. С другой

стороны, газы, накопившиеся в илах (CO_2, NH_3, CH_4 и др.), а также Fe^{2+}, Mn^{2+}, SiO_2, $CaCO_3$ и другие компоненты, обогащающие иловый раствор, медленно диффундируют в наддонную воду. Этот обмен веществ захватывает осадок на глубину до нескольких метров (2—4 *м*).

Еще существенней другой процесс, протекающий только в илах. Сочетания некоторых ионов, находящихся в иловой воде, рано или поздно достигают насыщения раствора тем или иным веществом, которое поэтому и выпадает в осадок, образуя аутигенные диагенетические минералы. Такими являются глауконит, фосфориты, лептохлориты, сидерит, родохрозит, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, вивианит, цеолиты и др. С началом образования этих минералов ранее указанные процессы редукции, растворения и десорбции, понятно, не прекращаются, но между ними и садкой аутигенных минералов устанавливается характерное соотношение:

Исходное реакционноспособное вещество	→ Переход их в раствор	→ Достижение насыщения и пересыщения раствора новыми соединениями	→ Выпадение твердых фаз аутигенных минералов

Так, за счет первичного «сырого» материала, частью хемогенного и биогенного, частью кластического, возникает множество новых аутигенных, диагенетических минералов. В ходе этого процесса отчетливо различаются два этапа минералообразования: 1) *окислительный*, когда возникают глауконит, фосфаты, цеолиты, иногда глобулярный опал, оолиты железа и марганца; 2) *восстановительный*, когда генерируются карбонаты, фосфаты, силикаты и сульфиды железа, свинца, цинка, меди и других тяжелых металлов, карбонаты и фосфаты марганца. Вместе взятые этапы окислительного и восстановительного минералообразования образуют так называемый ранний диагенез.

Генерацией диагенетических минералов, однако, процесс уравновешивания в осадках не заканчивается. Пестрота физико-химической обстановки (по pH, Eh, концентрации ионов) в разных частях осадка приводит к тому, что диагенетические минералы, вначале распределенные в осадках более или менее равномерно, начинают уходить из одних мест и создавать сгущения в других (пятна неопределенных очертаний, линзы, конкреции, пластообразные стяжения и т. д.). Возникают кальцитовые, доломитовые, сидеритовые, кремневые, пиритные и другие конкреции. Время их генерации образует этап *позднего диагенеза, или этап перераспределения*. И в раннем, и позднем диагенезе имеет место потеря иловой воды путем отжимания ее вверх и в сторону более проницаемых пород.

Осадок в некоторой степени литифицируется, но слабо и лишь локально, пятнами. Сплошная литификация достигается на более поздних стадиях катагенеза и метагенеза.

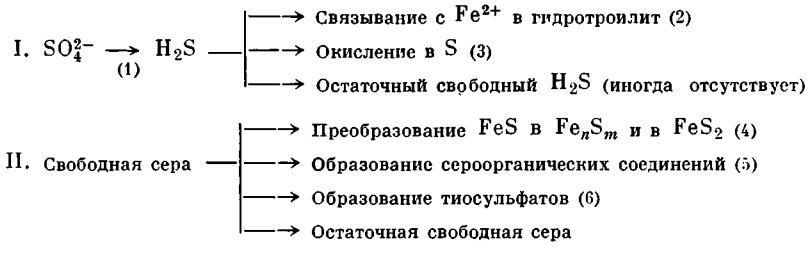
8. Некоторые детали диагенетических процессов, протекающих в разных условиях

Изложенное представляет собой принципиальную схему диагенеза. В настоящее время достигнута конкретизация ее по разным направлениям и, прежде всего, по превращениям серы в диагенезе, выясненным многочисленными работами Э. А. Остроумова (1953, 1957; Остроумов, Фомина, 1960; Остроумов и др., 1961) и И. И. Волкова (1961а, б; Волков, Остроумов, 1957а, б; Волков, Севастьянов, 1968).

Исходной формой серы в илах является SO_4^{2-}. Цепь преобразований начинается редукцией SO_4^{2-} в H_2S, причем в этом процессе, по данным микробиологов, тиосульфаты отсутствуют. Появляющийся сероводород

расходуется по двум направлениям: с одной стороны, соединяется с FeO в FeS — гидротроилит состава $FeS \cdot nH_2O$ (иногда $FeS \cdot H_2S$), с другой — окисляется до свободной серы и тиосульфатов, причем этот процесс также осуществляется главным образом микробиологическим путем — тионовыми бактериями. Оба указанных процесса потребления H_2S в некоторых случаях протекают с той же скоростью, что и генерация сероводорода, в результате чего свободный сероводород в осадках практически отсутствует. Но чаще между генерацией сероводорода и его расходованием точного соответствия не бывает; первый процесс несколько опережает второй, и тогда в осадках улавливаются некоторые количества сероводорода от долей миллиграмма до десятков миллиграммов в литре. Таким образом, свободный сероводород в осадках есть, так сказать, динамическое сальдо двух противоположных, но одновременно идущих процессов: его генерации и потребления. Свободная сера также расходуется разными путями. Соединяясь с гидротроилитом, она образует серию сульфидов железа общей формулы: Fe_nS_m, обладающих магнитными свойствами и растворимых в HCl; из них, в конце концов, формируется пирит или марказит, смотря по щелочно-кислотным условиям среды: первый — в щелочной, второй — в кислой среде. Присоединяясь к органическому веществу, сера образует разнообразные сероорганические соединения, пока еще не изученные. Наконец, часть ее окисляется в тиосульфаты. Непрореагировавший остаток находится в осадках в виде свободной серы.

Все сказанное о преобразованиях серы в диагенезе может быть представлено такой схемой:



Эта схема была разработана названными авторами главным образом на примере Черного моря, но принципиально она применима к осадкам любого бассейна, где имеет место редукция сульфатов.

Так как в черноморских глубоководных отложениях всегда присутствуют сероводород, гидротроилит, пирит, сероорганические соединения и свободная сера, то, очевидно, в них реакция (1) протекает сильнее, чем сумма всех остальных; на втором месте стоят реакции (2) + (3), потом (4) и т. д. В других водоемах реакция (1) уравновешена суммой всех остальных, но среди последних соотношения те же, что и в черноморских илах.

Сопоставляя данные по суммарному содержанию всех видов серы на разных горизонтах колонок Охотского моря, начиная от окислительной зоны в глубь зоны восстановительной, автор настоящих строк показал, что содержания эти неравномерно растут вплоть до горизонта 2,0—2,5 *м*, после чего сумма серы становится стабильной. Эти соотношения с достоверностью указывают на то, что в процессе диагенеза действительно имеет место активная диффузия SO_4^{2-} из наддонной воды в ил, причем глубина 2,0—2,5 *м* указывает, очевидно, тот нижний предел, до которого в Охотском море еще возможно проникновение в ил SO_4^{2-} из наддонной воды. Ниже диффузия сульфатного иона прекращается, и колебания суммарной серы объясняются перераспределением сульфидов в осадке и начинающимся стягиванием его в зародышевые конкреции. Аналогичные процессы имеют место и в других морских бассейнах.

Очень характерно протекает обратный по направлению процесс: подтягивание Fe, Mn и некоторых малых элементов в верхнюю зону осадка, где окислительная пленка налегает на восстановительную. Этот процесс был недавно детально изучен И. И. Волковым и В. Ф. Севастьяновым (1968) на примере мелководной зоны Черного моря, находящейся в условиях нормального кислородного режима. Мощность окисленной пленки здесь 0,5—2,5 см, причем в ней присутствуют Fe-Mn стяжения. Анализ образцов ряда станций показал, что Fe, Mn, P и ряд микроэлементов в окисленной зоне всегда содержатся в бóльших количествах, чем в восстановительной, как это можно видеть в табл. 33.

Таблица 33

Содержание элементов (в %) в окисленном и восстановленном слоях ст. 12 (глубина 109 *м*, вес конкреций 600 *г/м*²) *

Элементы	Слой		Конкреции	Окисленный слой после пересчета	Коэффициент перераспределения
	восстановленный	окисленный			
$Fe_2O_{вал}$	5,59	10,6	29,80	12,70	2,3
$Fe_2O_{реакц}$	1,60	6,15		9,30	5,8
MnO	0,05	0,89	13,13	2,51	50,0
P_2O_5	0,20	0,62	1,95	0,80	4,0
$Ni \cdot 10^{-3}$	6,0	7,0	60,0	14,0	2,3
$Co \cdot 10^{-3}$	1,5	2,6	12,0	3,8	2,5
$CuO \cdot 10^{-3}$	5,4	1,40	6,8	2,1	0,4
$MoO_3 \cdot 10^{-3}$	0,30	0,55	3,7	0,96	3,2
$WO_3 \cdot 10^{-3}$	3,1	3,0	5,0	3,3	1,1
$V_2O_5 \cdot 10^{-3}$	20,0	20,0	35,0	22,0	1,1

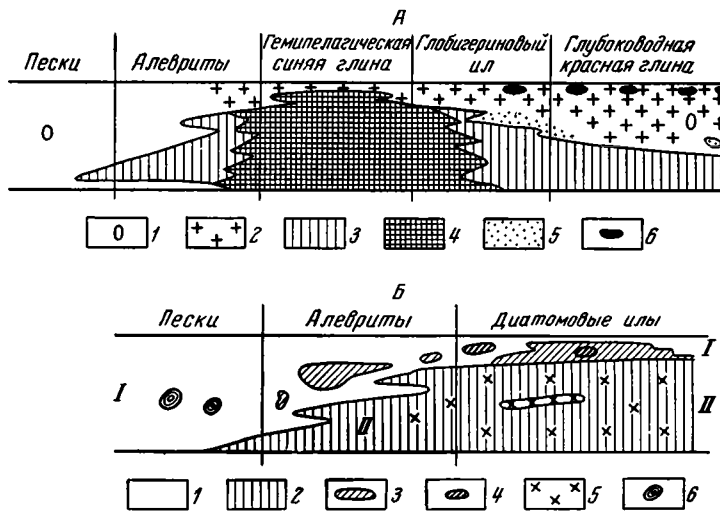
* Пересчет сделан для выяснения содержания элементов в окисленной зоне до образования конкреций.

Диффузионное подтягивание снизу вверх свойственно многим элементам, но происходит с разной интенсивностью, в соответствии с их неодинаковой геохимической подвижностью. Суммируя коэффициенты перераспределения по трем станциям, авторы дают следующий ряд подвижности элементов:

$$\underset{40}{Mn} > \underset{5}{Fe_{реакц}} > \underset{3-4}{P,\ Mo} > \underset{2-2,5}{Fe_{вал},\ Co,\ Ni} > \underset{1,1}{V,\ W} > Cu\,[Si,\ \underset{0,9}{Al,\ Ti},\ Cr,\ Zr]$$

В конкретных условиях отдельных водоемов описанные и многие другие процессы диагенеза протекают с разной силой и приобретают индивидуальные черты. Характерно, что и в этом случае *первостепенную роль играют размеры водоема, действующие, правда, не непосредственно, а опосредствованно — через особенности накопления органического вещества.*

Дело в том, что в водоемах разных размеров вертикальное геохимическое расслоение осадков на окисленную и восстановленную зоны происходит существенно неодинаково. В озерах оно наблюдается на всей площади дна, причем в пелагиали, где $C_{орг}$ в осадках наибольшее количество, окисленный слой минимален, сводясь иногда к долям сантиметра, а иногда едва улавливается; к берегу мощность окисленной зоны растет. Во внутриконтинентальных морях небольшого размера (Каспий, Балтийское море) наблюдается в общем та же картина. Но в гораздо более крупных краевых бассейнах (Охотское, Японское, Карское моря и др.) дело усложняется. Значительная по мощности окисленная зона в прибрежной полосе, на краю шельфа и в начале континентального склона, т. е. там, где процентные содержания $C_{орг}$ в осадке максимальны,



Фиг. 60. Окислительная и восстановительная зоны в осадках водоемов

А — разрез через океан:
1 — окислительная зона осадков;
2 — окислы железа, окрашивающие окислительную зону в бурый цвет;
3 — слабо выраженная восстановительная зона;
4 — сильно выраженная восстановительная зона;
5 — участки, обогащенные железом и марганцем;
6 — железо-марганцовые конкреции.
Б — разрез через оз. Байкал:
1 — окислительная зона (*I*);
2 — восстановительная зона (*II*);
3 — равномерно окрашенные слабо железистые ржавые пятна;
4 — марганцовые (черные) пятна;
5 — вивианитовые пятна;
6 — железо-марганцовые конкреции

сильно уменьшается, а затем в центре бассейна, в пелагической области, вновь сильно увеличивается. В осадках океанов эти соотношения проявляются еще более ярко (фиг. 60). После минимума мощностей окислительной зоны в илах нижней части шельфа и на континентальном склоне мощность ее резко возрастает и начинает измеряться метрами и даже десятками метров, так что современные даже самые длинные трубки ее не пробивают. Можно полагать поэтому, что подавляющая масса пелагических илов длительно, вероятно на протяжении всего времени существования океанов, представляла собой устойчивую область окислительных условий. Соотношение ее с более прибрежной зоной с двухзональным расчленением илов мыслится при этом в качестве зубчатого сочленения, т. е. в переходной полосе восстановленные прослои чередуются с окисленными.

Такое изменение картины окислительно-восстановительных условий в илах в ряду от озер к океанам целиком обусловливается распределением и количественным содержанием $C_{орг}$ в илах. В озерах и внутриконтинентальных морях его гораздо больше, чем в океанах ($C_{орг}$ до 1—2%) и оно свежее, активнее, ибо проходит при падении относительно небольшую толщу воды и разлагается не столь сильно. В пелагических океанических илах содержание $C_{орг}$ ничтожно мало (0,2—0,3%), и оно слагается весьма окисленными, стойкими, нереакционноспособными компонентами, неспособными редуцировать даже Mn^{4+}, не говоря уже о железе. Это обстоятельство имеет принципиально важный смысл: оно указывает, что *в пелагических илах океанов*, в отличие от более прибрежных осадков, все *процессы минералообразования и перераспределения аутигенных минералов ускользают из-под контроля биоса и начинают идти только по законам коллоидной химии и физико-химии.*

В соответствии с указанными особенностями окислительно-восстано-

вительного режима зональность аутигенных минералов в восстановительной зоне в разных бассейнах выглядит по-разному. В небольших озерах формируются главным образом лептохлориты, меньше карбонаты и сульфиды железа, а также вивианит, а марганец образует родохрозит и манганиты. В ограниченных по размерам морских водоемах наблюдается то же, только вивианит, как правило, отсутствует, а содержание сульфидов железа повышено. Несравненно более интересная картина наблюдается в океанах. На краю шельфа и верхней части континентального склона, там, где содержание $C_{орг}$ в осадках максимально, в илах интенсивно развиваются лептохлориты и сульфиды железа в виде гидротроилита и пирита с рядом промежуточных форм, обычно метастабильных, например смайтита (Fe_3S_4). Дальше в открытое море — с убылью в осадках $C_{орг}$ — из состава осадков исчезают сульфиды Fe и следует более или менее широкая полоса только лептохлоритов+карбонатов Fe и Mn; еще дальше, уже в открытом океане, железо перманентно существует в гидроокисной форме. У марганца дело обстоит проще: в сульфидной+лептохлоритово-сидеритовой зоне он представлен Ca-родохрозитом, в полосе окисного железа, по-видимому, в форме манганита. Эта схема базируется на изучении конкреций и имеет для марганца пока условное значение.

Таким образом, *не только на стадии седиментогенеза, но и на диагенетической размеры водоемов играют огромную роль, в частности в формировании аутигенно-минералогической зональности отложений.*

В настоящее время еще не установлено, на какой глубине под поверхностью ила заканчиваются процессы диагенеза; определения варьируют от немногих десятков метров (10—50) до первых сотен (200—300). В зависимости от скорости осадкообразования глубина эта может изменяться в весьма широких пределах, и указанные выше цифры в этом смысле одинаково верны. Какой бы, однако, ни оказалась в дальнейшем нижняя граница зоны диагенеза, ясно одно, что этот процесс протекает в таких термодинамических условиях, которые чрезвычайно близки к термодинамическим условиям, господствовавшим на участке, где шло формирование осадка. Прирост температуры от 1—2 до 8—10° С, как максимум, и давлений от 2 до 20—30 *атм* дела не меняет. Это означает, что источником энергии для протекающих сложных физико-химических процессов на стадии диагенеза являются не изменения термодинамических условий существования системы, а внутренняя энергия самой системы, запасенная в стадию седиментогенеза и освобождающаяся в процессах уравновешивания самой системы. Движущей же силой диагенеза являются внутренние противоречия в вещественном составе осадка, постепенно изживаемые путем преобразования минералогической формы реакционноспособных веществ и их приспособления друг к другу. С этой точки зрения диагенез бассейновых осадков гумидных зон представляет собой логическое продолжение седиментогенеза; он реализует те внутренние возможности преобразования веществ, какие заложены в них самих, на фоне практически одной и той же термодинамической обстановки.

9. Типы современного рудообразования в озерах, морях и океанах

Наряду с кларковыми содержаниями элементов в современных озерах, морях и океанах имеет место интенсивное их накопление, т. е. формирование руд. Среди них особенно большим распространением пользуются руды железные и железо-марганцовые, с сопутствующими им микроэлементами — Mo, Co, Ni, Cu, W, Zn, Pb и др., а также фосфориты. В недавних работах автора (Страхов, 1965, 1968) сделана попытка

выявить основные генетические группы современных руд и механизм их возникновения.

Существуют три таких группы. Первая, представителем которой являются руды оз. Пуннус-Ярви и их аналоги, возникает на базе повышенного поступления марганца и железа с водосборов, причем оно сопровождается одновременно повышенным же накоплением $C_{орг}$ в осадках. В седиментогенезе железо и марганец концентрируются в профундали озер, где возникает, таким образом, эмбриональный рудный процесс. В диагенезе окисные соединения железа и марганца редуцируются до закисных, но благодаря повышенным содержаниям в осадках $C_{орг}$ окислительная пленка в илах не возникает, а находящиеся в иловой воде Fe^{2+} и Mn^{2+} (причем, второй элемент преобладает над первым) диффундируют в илах латерально, в соседнюю песчаную зону, где и накапливаются до высоких содержаний, образуя руду. Из-за большей геохимической подвижности и большего содержания в иловой воде марганец, обгоняя железо, концентрируется в песчаной зоне в несколько повышенных количествах, образуя железо-марганцовые руды. Если марганца в седиментогенезе в озеро поступает очень мало, руды становятся типично железными. В описанном механизме рудообразования концентрирование железа и марганца происходит в две стадии: седиментационную и диагенетическую, поэтому руды оз. Пуннус-Ярви (и их аналоги) должны быть отнесены в типу *седиментационно-диагенетических.*

Другой тип руд возникает в озерах и морях на базе обычных кларковых содержаний железа и марганца в осадках в тех случаях, когда в них — в прибрежной зоне и в пелагиали — органического вещества мало, и более или менее значительная окислительная зона формируется над восстановительной.

Вертикальное перераспределение веществ в диагенезе и, в частности, подток их в окислительную зону приводит в такой ситуации к формированию железо-марганцовых конкреций. Они широко распространены во многих озерах — Ладожском, Онежском, Траут-Лэйк (в США) и других, в северных морях — Балтийском с заливами, Белом, Баренцевом, Карском и других), а также в Черном море. По механизму формирования это неустойчивые, эфемерные образования; при накоплении все новых порций осадка окислительная зона переходит в восстановительную, Fe^{3+} и Mn^{4+} редуцируются в двухвалентные соединения (бикарбонаты) и переходят в раствор; конкреции, как правило, рассасываются и исчезают в восстановительной зоне; исключения редки. Но в иловой окислительной зоне за счет растворенного и подтянутого вверх материала возникают новые стяжения. *Таким образом происходит непрерывное нарастание железо-марганцовых стяжений наверху, на границе вода — донный осадок при непрерывном рассасывании их в нижней части окислительной зоны, на границе ее с восстановительной.* Этот тип руд может быть назван чисто диагенетическим, так как в основе его лежат диагенетические миграции марганца.

Третий тип железо-марганцовых руд свойствен океанам. Они подчинены здесь целиком окислительной зоне осадка и встречаются на разных уровнях разреза: на самом верху, в верхних 20—30 *см* осадка, притом главным образом на границе вода — осадок, и на нескольких более глубоких горизонтах (60—100 *см*, 105—115 *см* и др.). В формировании океанических железо-марганцовых руд процессы редуцирования железа и марганца и подтока их снизу вверх роли не играют, ибо и $C_{орг}$ очень мало, и марганец не показывает обеднения вниз по разрезу. Органическое вещество вообще в этом процессе не является решающим фактором. Океаны получают железо, марганец и сопровождающие их элементы с водосборов в обычных кларковых количествах. Но интенсивное фрак-

ционирование взвесей на огромных пространствах океанов приводит, как мы видели выше, к тому, что в пелагических илах накапливаются повышенные содержания железа, марганца и наиболее геохимически подвижные элементы. Иначе говоря, в пелагических осадках океанов уже в седиментогенезе возникают их эмбриональные рудные накопления. Последующее перераспределение этих же элементов, контролируемое чисто (или в совершенно подавляющей степени) коллоидно-химическими факторами, приводит к возникновению стяжений, т. е. собственно руды, которая в данном случае, в отличие от двух ранее описанных типов, оказывается резко обогащенной многими микроэлементами, особенно Ni, Co, Cu, Mo, W, Zn и др. Океанические руды железа и марганца также должны именоваться седиментационно-диагенетическими, но *рудный процесс здесь уже в седиментогенезе как бы продолжает процесс кларковый, что оказывается возможным только благодаря крупным размерам водоемов, «разрешающим» далеко идущее фракционирование внесенного в них осадочного материала.* Так, в рудном процессе мы еще раз встречаемся с влиянием размеров водоемов на характер возникающих в них осадков.

Именно эта зависимость самых разнообразных сторон бассейнового осадконакопления — и в седиментогенезе, и в диагенезе, и при рудообразовании — от площадных размеров водоемов и стягивает бассейновое осадкообразование в водоемах гумидной зоны в единое целое, делает этот тип внутренне единым, монолитным при наличии ярко выраженных отличий в ряду: озера → внутриконтинентальные моря → краевые моря → → океаны.

Остается сказать несколько слов о фосфоритах.

Они широко распространены на шельфе и континентальном склоне Атлантического и Тихого океанов, отчасти и Индийского. В первичном залегании они встречаются обычно на глубинах 100—300 *м*, во вторичном (смещенном оползнями) — до 2000—3000 *м*, редко глубже.

Морфологически фосфориты разнообразны и представлены зернами от 0,1—0,3 до 2—3 *мм*, желваками в 5—10 *см*; фосфатными остатками (костями) рыб и млекопитающих; различными фосфатизированными образованиями (копролитами, комками ила, фораминиферами, диатомеями и т. д.). На шельфах вмещающие осадки представлены преимущественно песками и алевритами с содержанием P_2O_5 до 0,5—1,0%. Фосфориты в большинстве случаев рассеяны, но в отдельных зонах фосфатный материал сконцентрирован и составляет до 40—70%. Возраст фосфоритов в большинстве изученных районов (Калифорнийское море, восточный шельф Северной Америки, западный шельф Европы и Африки) не современный, а миоценово-плейстоценовый. Но на одном из участков африканского шельфа, между 18 и 26° ю. ш., на глубинах 60—300 *м*, найдены и современные фосфориты. Они связаны здесь с диатомовыми илами, богатыми органическим веществом ($C_{орг}$ до 20%) и образующимися в области восходящих глубинных течений, обогащенных P_2O_5.

Прослеживается несколько форм нахождения фосфата, представляющих собой как бы непрерывный генетический ряд. Наиболее ранней концентрацией фосфатов является фосфатизация отдельных комков, зерен и линз диатомового ила; P_2O_5 в них достигает нескольких процентов (при всего лишь нескольких десятых процента в илу). При дальнейшем стягивании фосфата в пятнах ила возникают рыхлые фосфатные стяжения, в которых основную массу образуют уже не панцири диатомей, а микрозернистый фосфат; содержание P_2O_5 повышается до 20—25%. Эти рыхлые стяжения превращаются затем в более плотные и еще более богатые фосфатами конкреции (P_2O_5 до 31—35%); само фосфатное вещество при этом претерпевает некоторую кристаллизацию. Эти формы фосфоритов свойственны так называемому верхнему

шельфу Юго-Западной Африки, возникшему в результате послеледниковой трансгрессии. На нижнем шельфе, отделенном от верхнего некоторым уступом, диатомовых илов уже нет, а сохранились только зернистые фосфориты. Их возникновение связывают с перемывом здесь некогда бывших диатомовых илов, в результате которого тонкая и легкая фракция илов была удалена, а более крупные и тяжелые фосфориты остались, образовав фосфоритовый песок. Таким образом, в данном случае фосфоритообразование связано с вносом фосфатов в ил диатомеями и дальнейшим перераспределением их в диагенезе илов. Принципиально это та же биогенно-диагенетическая схема, что и предложенная Мерреем и Ренаром для фосфоритов Агульянс-бэнка.

Насколько приложима эта концепция к более древним миоценовоплейстоценовым отложениям окраины океанов, а также к некоторым гайотам (плосковершинным коралловым горам) в центральной части Тихого океана, остается пока неясным.

Итак, в седиментационно-диагенетическом типе рудных накоплений в озерах и на шельфе океанов первоначальное небольшое обогащение осадка железом, марганцем, фосфором происходит еще в седиментогенезе, решающую же роль играет диагенетическое перераспределение, сопровождающееся (в случае фосфатов) перемывом осадка и скоплением тяжелых рудных стяжений в виде пласта.

10. О возможной роли вулканизма в возникновении пелагических осадков океанов

В концепции, развитой автором на предыдущих страницах, океаны вместе со всеми их осадками, в том числе пелагическими, трактуются в качестве крайнего звена в ряду: озера → внутриконтинентальные моря → краевые моря → океаны, причем вся специфика океанических пелагических илов, их состава, их диагенеза, их рудообразования оказывается производной от громадных размеров бассейнов.

Но существует, как известно, и иная точка зрения на пелагические илы океанов, высказанная в свое время Мерреем и Ренаром (Murray, Renard, 1891) в отчете об экспедиции на «Челленджере». По этой концепции, как мы знаем, пелагические илы океанов, в отличие от периконтинентальных, терригенных, являются вулканическими по своему генезису. Они возникли в результате разложения in situ пеплового материала наземных и подводных вулканов. Эта концепция долгое время оставалась как-то в тени. Так, например, Андре (Andrée, 1920) не придал ей большого значения и даже обошел ее в своей книге. Точно так же и М. В. Кленова (1948) в «Геологии моря» едва затронула ее, выразив в одной строчке свое скептическое к ней отношение. Однако в последнее время, в связи с открытием Менардом огромного количества подводных вулканов, идеи Меррея и Ренара вновь оживились. Ведеполь (Wedepohl, 1960) приписал действию вулканизма обогащенность пелагических илов многими микроэлементами, внесенными подводными гидротермами; Бонатти и Найюду (Bonatti, Nayudu, 1965) связывают с вулканизмом генезис железо-марганцовых стяжений в пелагических океанских илах, ибо стяжения эти чаще всего связаны с вулканическими илами. Аналогичные высказывания имеются и в советской литологической литературе (Г. С. Дзоценидзе, К. К. Зеленов).

В связи с такой ситуацией неизбежно приходится обратиться к исходной концепции Меррея и Ренара и выяснить, насколько существующий ныне фактический материал отвечает этой концепции. В 1891 г., когда концепция была опубликована, все данные, приведенные авторами, были за нее. Сейчас положение существенно изменилось.

В табл. 34 сопоставлены содержания железа, марганца, фосфора и ряда микроэлементов в андезитах и базальтах, абсолютно господствующих в современном океаническом вулканизме, со средними содержаниями тех же элементов в пелагических илах Атлантического и Тихого океанов.

Таблица 34

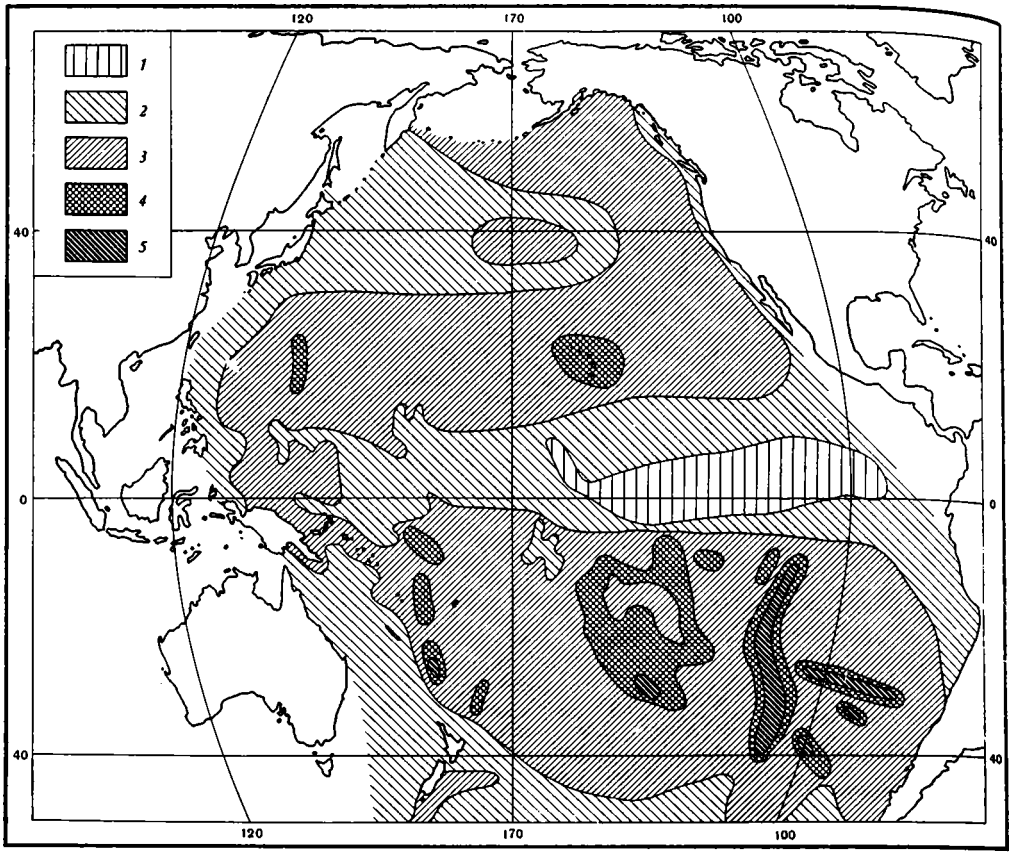
Сравнение содержаний элементов в пелагических илах Атлантического и Тихого океанов с содержанием их в средних и основных породах

Порода	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ba
	%			10^{-4} %					
Средние породы (по Виноградову, 1962) . .	5,85	0,12	0,8	100	50	10	55	35	650
Осадки Атлантического океана	5,74	0,40	0,51	140	86	38	140	130	700
Осадки Тихого океана	5,67	0,67	0,46	130	78	110	300	400	4000
Основные породы (по Виноградову, 1962)	8,56	0,2	0,9	200	200	45	160	200	300

Порода	Sr	Pb	Zn	Sc	Y	La	Zr	Mo	Ga
	10^{-4} %								
Средние породы (по Виноградову, 1962) . . .	800	15	72	2,5	?	?	260	0,9	20
Осадки Атлантического океана	120	45	130	13	29	98	130	9	21
Осадки Тихого океана	200	110	200	25	150	150	160	46	19
Основные породы (по Виноградову, 1962)	440	8	130	24	20	27	200	1,4	18

Как видим, различия достаточно резкие. По сравнению с андезитами океанические илы обогащены марганцем, кобальтом, никелем, медью, барием, свинцом, цинком, молибденом, зато в них существенно меньше железа, титана, стронция, циркония, а по сравнению с основными породами — ванадия и хрома. Эти различия особенно сильны, если брать илы Тихого океана. Совершенно очевидно, что илы Атлантического и Тихого океанов нельзя представлять себе в качестве коллоидного продукта разложения in situ пеплового базальтового или андезитового материала, как полагали 80 лет тому назад Меррей и Ренар (Deep-sea deposits, 1891). Геохимические сопоставления в корне противоречат такой концепции.

Нужно сказать, что состав и распределение глинистых минералов в отложениях всех океанов также не укладываются в схему Меррея и Ренара. Отчетливые изменения состава глинистых минералов по широтам, наличие больших масс каолинита в низких широтах и почти полное отсутствие его в высоких, приуроченность гиббсита только к тропической зоне, яркое тяготение гидрослюд и особенно хлоритов к высоким широтам, общее соответствие минералогической зональности океанов климатической зональности кор выветривания на континентах, особенно ярко проступающее в низких широтах, — все эти характернейшие черты пелагических океанических илов, выявленные в недавней работе



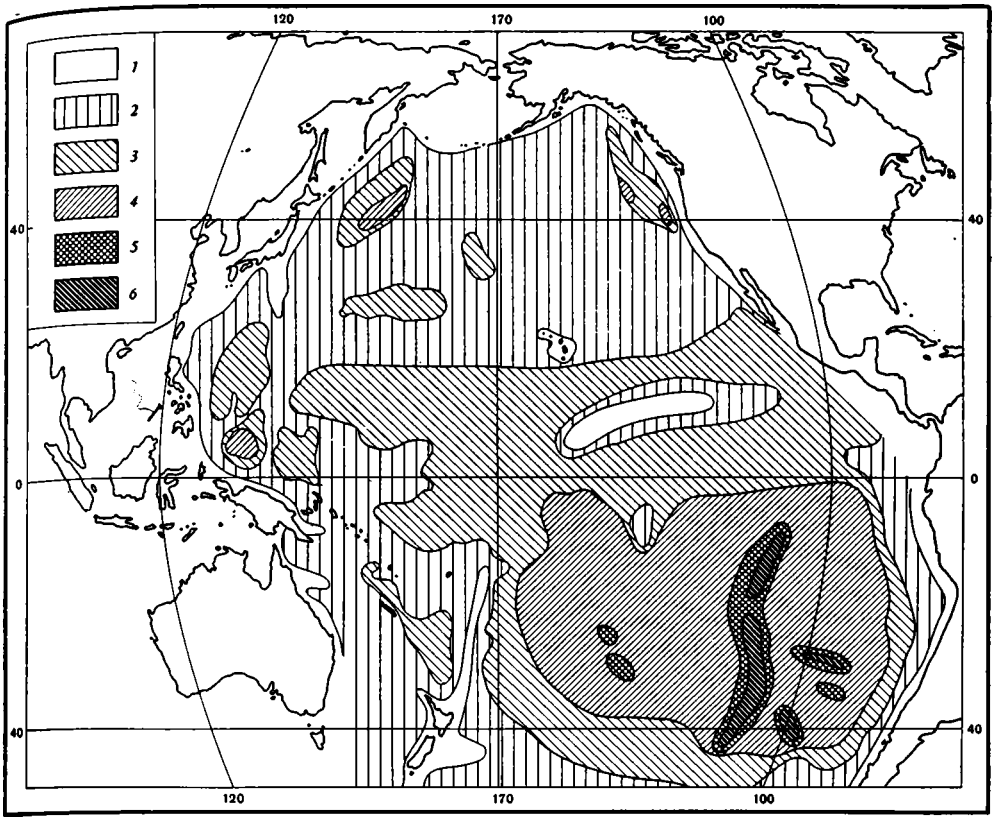
Фиг. 61. Распределение железа (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в осадках Тихого океана (по Н. С. Скорняковой, 1964)

1 — менее 3; *2* — 3—5; *3* — 5—7; *4* — 7—10; *5* — 10—20

М. А. Ратеева, З. Н. Горбуновой, А. П. Лисицына и Г. И. Носова (1966), с достоверностью указывают на терригенное, а не вулканогенное происхождение океанических илов; для илов Атлантического океана эта мысль уже давно была высказана Корренсом.

Нельзя не обратить внимания на то, что *в распределении элементов в океанических осадках также проступают черты климатической зональности и связи с терригенным питанием океанов осадочным материалом.* Относящийся сюда материал пока невелик, но показателен.

В самом деле, на карте распределения железа в осадках Тихого океана (фиг. 61), опубликованной недавно Н. С. Скорняковой (1964), весьма отчетливо можно видеть, что: а) наиболее богаты железом (в процентах на бескарбонатное и бескремневое вещество) осадки низких широт от 35° с. ш. до 45° ю. ш.; севернее и южнее содержание железа убывает; б) в пределах этой крупной широтной зоны выделяются две также широтно расположенные полосы с содержанием железа 5—7% и выше. Ни общее тяготение высоких содержаний железа к низким теплым широтам, ни их расположение здесь протяженными широтными полосами не могут быть объяснены действием вулканических процессов и, в частности, пирокластики. Но они хорошо согласуются с чисто экзогенными процессами. Напомню, что химическое выветривание достигает максимальной силы именно в низких широтах, в тропической и субтропиче-



Фиг. 62. Распределение марганца (в % на бескарбонатно-бескремнистое вещество) в осадках Тихого океана (по Н. С. Скорняковой, 1964)

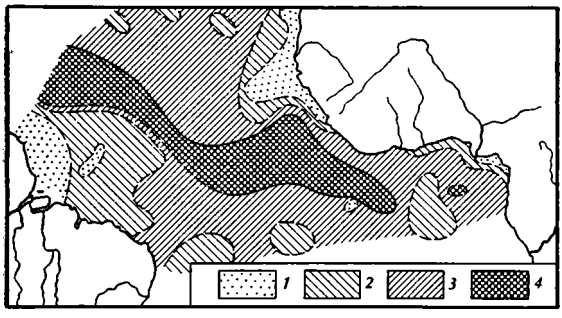
1 — менее 0,2; *2* — 0,2—0,5; *3* — 0,5—1,0; *4* — 1,0—3,0; *5* — 3,0—5,0; *6* — более 5

ской влажных зонах; здесь в океан выносятся максимальные количества всех растворенных и взвешенных веществ, в том числе и железа; естественно, что процентные содержания его здесь возрастают. Что касается северной и южной полос максимальных содержаний железа, то нужно иметь ввиду, что северная полоса отвечает огромной халистазе северного полушария, южная же (и более крупная) — аналогичной еще более крупной халистазе южного полушария.

На карте распределения марганца (фиг. 62) также отчетливо видна приуроченность его максимальных содержаний к низким широтам от 18° с. ш. до 45° ю. ш. И в данном случае выделяются две широтные полосы, разделенные промежуточным минимумом, но менее резко выраженным и несколько смещенным относительно аналогичных полос железа. При этом северная марганцовая полоса несколько у́же аналогичной полосы железа. Эти отличия, однако, в значительной мере кажущиеся и объясняются в основном, вероятно, несогласованностью градаций содержаний элементов, принятых при построении карт: у железа пять градаций, у марганца — шесть. При унифицированности систем градаций северная широтная полоса несколько расширится в северном направлении и ее сходство с соответствующей полосой у железа возрастет. Связь основных черт распределения марганца с деятельностью поверхностных агентов неоспорима. Напомню, что прибрежные пятна по-

вышенных содержаний марганца, лежащие между береговой линией и внешней границей высокого залегания восстановительной зоны в илах, обусловлены, по правильному заключению Н. С. Скорняковой, диагенетическим подтягиванием марганца из восстановительной зоны в окислительную, и, стало быть, приниматься во внимание в данном случае не могут.

Чрезвычайно ярким примером связи распределения элементов в океанических илах с действием поверхностных агентов является распределение железа в бескарбонатном веществе осадков экваториальной части Атлантического океана (фиг. 63). Сравнение этой карты с картой течений соответствующего участка океана обнаруживает их весьма большое сходство.



Фиг. 63. Распределение Fe_2O_3 (в % на бескарбонатное вещество) в осадках экваториальной части Атлантического океана (по C. Correns, 1935, с изменениями)

1 — менее 3; *2* — 3—6; *3* — 6—9; *4* — около 9

Таким образом, *распределение железа и марганца в Тихом океане, железа в экваториальной части Атлантического океана необъяснимо с точки зрения разноса пирокластического материала в этих океанах и решающего его влияния на геохимию океанических отложений.* Пирокластический материал, несомненно, воздействует на эту геохимию, но определяет не главные черты, а детали. Такой деталью является, например, высокое содержание железа в песчано-алевритовых отложениях, окаймляющих многие вулканические острова. Зона прибрежных, богатых железом песков, по Н. С. Скорняковой, «протягивается от Алеутских островов на севере почти до Новой Зеландии на юге. Содержание железа здесь почти повсеместно колеблется в пределах 5—7% и более. Железо вулканогенного происхождения обнаружено также в осадках приостровных районов центральной части Тихого океана (Гавайские острова, остров Пасхи, острова Туамоту и др.)» (Скорнякова, 1964, стр. 15). Но *за пределами узкой зоны, прилегающей к вулканическим островам, влияние пирокластики перестает сказываться, и содержания элементов в пелагических илах контролируются уже внесенным с суши материалом, распределенным на дне океана в соответствии с действием описанного выше механизма фракционирования взвесей.*

Но, быть может, избыточное обогащение океанических илов Mn, Mo, Co, Ni, Cu, Pb, Zn обязано действию подводных эксгаляций и гидротерм, как полагал Ведеполь, а следом за ним и автор настоящей работы в сообщениях 1962 и 1963 гг.?

При разборе этого варианта вулканогенной гипотезы нельзя не обратить внимание на то, что в комплексе малых элементов, обогащающих океанические пелагические илы, нет ничего специфически гидротермального или эксгалятивного. Это может означать только одно: влияние эксгаляций и гидротерм на геохимию океанических отложений, в принципе существующее, *количественно очень слабо и поэтому не отражается сколько-нибудь существенно на наборе и концентрациях элементов в пелагических осадках океанов.* Совершенно необъяснимы с точки зрения

эксгаляционно-гидротермальной гипотезы тяготения железа и марганца к низким широтам с теплым климатом и наличие высоких градаций этих элементов в виде крупных полос широтного простирания, отвечающих халистазам. Ведь скорости движения воды в глубоких горизонтах океанической воды обычно ничтожны и вовсе не имеют широтной ориентации.

Наконец, против возможности привлечения гидротерм к истолкованию накопления элементов в пелагических отложениях океанов говорит геохимия осадков Охотского моря и кальдеры о. Санторин (см. ниже).

При оценке значения этих данных для суждения о роли гидротерм и эксгаляций в геохимии океанических отложений нужно учесть, что плотность распределения вулканических очагов на их площади в 14—30 раз меньше, чем на площади Охотского моря и его водосборах. Стало быть, воздействие гидротерм на геохимию океанических осадков неизбежно должно быть намного меньше, чем в Охотском море, т. е. совсем ничтожным. А раз так, то обогащение пелагических океанских илов марганцем, кобальтом, никелем, медью, свинцом, молибденом и другими элементами не может в сколько-нибудь заметной степени зависеть от воздействия вулканических процессов.

Как и пирокластика, гидротермы и эксгаляции надводных и подводных вулканов могут иметь и имеют лишь локальное влияние на распределение элементов в океанических отложениях. Укажем на некоторые участки Тихого океана, где, по-видимому, возможно локальное обогащение именно за счет гидротерм и эксгаляций. И на карте распределения железа и на карте распределения марганца в юго-восточной части Тихого океана бросаются в глаза узкая меридионально вытянутая зона и сопровождающие ее субширотно вытянутые полосы, в которых содержание железа в карбонатных илах в среднем 1,64% в натуральном осадке и 6,68% в бескарбонатном, содержание же марганца соответственно 1,50 и 5,89%, т. е. резко повышено даже по сравнению с пелагической нормой для такого типа отложений. Очень своеобразны и сами очертания полос обогащения. Участки известковых илов, обогащенных железом и марганцем, имеют вид узких и длинных лент, линейно вытянутых то меридионально, то широтно. Как пишет Н. С. Скорнякова, в составе этих осадков пирокластический материал почти не улавливается. Вполне законна поэтому высказанная ею мысль, что в данном случае железо и марганец выносятся не в твердой фазе, а в растворе подводными гидротермами. Здесь вулканизм действует на распределение этих элементов жидкой гидротермальной фазой (или эксгаляциями?). А так как глубинная вода в океане весьма мало подвижна, то и возникают узкие линейно ориентированные полосы гидротермально обогащенных осадков. С поступлением гидротерм можно связать, по-видимому, и локальное обогащение железом (и марганцем) осадков в районе островов Товарищества, Туамоту, Табуаи; максимальные концентрации железа здесь сдвинуты в красную глубоководную глину и переходные к ней разности карбонатных илов.

Итак, мы можем и должны привлекать вулканогенные процессы к истолкованию лишь частностей в распределении элементов в пелагических осадках океанов. Главные же черты этих отложений — региональное резкое обогащение железом, марганцем, фосфором и рядом микроэлементов, черты широтной зональности в распределении железа и марганца, связь их с речным стоком и режимом поверхностных течений — не объяснимы с позиций вулканогенной концепции, как в ее пирокластическом варианте (Меррей), так и в гидротермально-эксгаляционном (Ведеполь).

Совершенно иначе обстоит дело с гипотезой фракционирования экзогенного осадочного вещества, поступающего в океаны с их водосборов.

Обратим внимание на то, что избыточное накопление в океанических илах свойственно как раз тем элементам (Mn, Mo, Cu, Ni, Co, Pb, Zn, отчасти Fe), которые показывают повышенную (но не самую высокую) геохимическую подвижность уже при формировании коры выветривания на водосборах (Лисицына, 1965а, 1968). Эти элементы более подвижны и при транспортировке в речных артериях. Они тяготеют к пелагическим осадкам центральных частей морских водоемов даже относительно ограниченных размеров, таких, как Черное и Охотское моря, причем первое целиком питается за счет экзогенного материала, а в питании второго этот материал играет решающую роль. Резче выступает тяготение этих элементов к пелагическим осадкам в гораздо более крупном Арктическом бассейне, питаемом только экзогенным материалом. В свете этих сопоставлений становится совершенно ясным, что усиленное накопление железа, марганца, кобальта, никеля, меди, молибдена, свинца в пелагических илах Атлантического, Индийского и Тихого океанов должно *прежде всего и в решающей степени* вызываться сносом вещества с водосборов и теми процессами его фракционирования, которые именно в этих океанах — из-за их огромных размеров — имеют наиболее благоприятные условия для проявления.

Вот почему следует отказаться от традиционной, идущей от Меррея и Гюмбеля концепции относительно решающей роли вулканизма в обогащении океанических илов железом, марганцем, кобальтом, никелем, медью и прочими элементами и рассматривать это явление в качестве *закономерного следствия самого механизма осаждения материала, поступающего с водосборов.* Сравнительно-геохимический анализ миграции элементов в реках водосборных площадей и распределения их в пелагических илах водоемов все возрастающей величины с неизбежностью приводит к такому заключению. Длительное господство вулканогенной концепции было возможно потому, что игнорировалось как изучение форм миграции элементов в реках, так и сравнительный анализ их распределения в обычных морях, меньших, чем океан.

11. Сопоставление концепции Меррея и Ренара со схемой гумидного осадкообразования автора

Мы можем теперь кратко сформулировать те принципиальные отличия, которые имеются между исходной концепцией Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891) и выше изложенной схемой, разработанной автором.

Меррей и Ренар рассматривали *всю современную гидросферу как целое,* причем пелагические зоны и осадки океанов противополагались всем остальным околоконтинентальным и внутриконтинентальным отложениям, как вулканогенные — терригенным.

При выделении четырех типов современного седиментогенеза площадь гидросферы, отнесенная к области гумидного осадкообразования, сократилась за счет выделения части водоемов аридной зоны, в частности Средиземного, Черного, Красного, Каспийского морей. Это сокращение, как видно на фиг. 49, весьма незначительно по величине, и площадь гумидной бассейновой седиментации оказалась лишь слегка меньше той, которая послужила базой для построения концепции Меррея и Ренара. Но *понимание генетической природы осадков на этой площади резко изменилось.* Среди океанической акватории оказалось относительно не-

много по числу и по размерам площадей, где осадки действительно должны рассматриваться в качестве вулканогенно-осадочных. Все они локализованы чаще всего вблизи активных вулканических центров и обязаны своим появлением тому, что эффузии уходят недалеко от вулканических очагов, да и подавляющая масса пеплов падает также на ограниченной площади вблизи центров эксплозий. *Материал пелагических отложений океанов — вне этих вулканогенно-осадочных ареалов — имеет в решающей степени терригенное происхождение, так же как околоконтинентальные терригенные илы краевой зоны океанов и внутриконтинентальных морей.* Но доля терригенного материала все убывает и становится подчиненной в области развития цеолит-монтмориллонитовых глин океанических халистаз. Таким образом, стройная концепция Меррея и Ренара конца XIX в. все же оказалась — при более глубоком изучении современного осадконакопления в гумидных зонах — ошибочной.

Что заставило отказаться от нее и перейти к новым представлениям? Два кардинальных новых факта. *Во-первых*, минералогическое изучение глинистого вещества пелагических океанских осадков, обнаружившее его терригенную природу и климатическую зональность, отвечающую зональности почв и кор выветривания на континентах. *Во-вторых*, изучение форм миграции элементов в реках водосборных площадей, а также характера фракционирования его в самом водоеме. Оказалось, что интенсивность фракционирования теснейшим образом связана с размерами акватории и происходит в тем большей степени, чем больше сама акватория. С этой точки зрения океаны, как указывалось выше, — только конечное звено в ряду от самых малых озерных гумидных бассейнов до самых больших. И вся специфика химического состава пелагических океанских илов, в частности их тонкозернистость, крайняя медленность накопления, обогащенность многими микроэлементами, есть производное от огромных размеров океанской акватории, разрешающей максимально интенсивный ход фракционирования осадочного вещества. Эта специфика появляется отнюдь не сразу, а создается постепенно по мере перехода от малых ко все бóльшим по размерам бассейнам. Таким образом, огромный рост фактических знаний современного осадочного процесса, а также новый сравнительно-литологический подход к их анализу — вот что, в конце концов, обнаружило ошибочность концепции Меррея и Ренара и привело к новой генетической трактовке пелагических океанических осадков.

Сравнительно-литологическая схема современного осадкообразования существенно отлична от концепции Меррея и Ренара еще и в другом отношении.

Меррей и Ренар, исследуя океанические илы, впервые достоверно установили наличие процессов химической переработки материала осадка in situ — прежде всего вулканогенного — и перераспределения новообразованных компонентов. На примере терригенных илов ими установлено наличие в илах окисленной (верхней) и восстановленной зон, существенное изменение в последней иловой воды, что вело к вертикальному перемещению некоторых веществ и возникновению железо-марганцовых стяжений. Это было великолепное начало исследования диагенеза осадков, но оно не получило продолжения ни у самих названных авторов, ни у других литологов, изучавших илы. В этой области на долгое время воцарился застой, который прекратился лишь с начала 50-х годов, после работ автора в 1953—1954 гг.

В настоящее время стало совершенно несомненным, что в образовании современных осадков всех водоемов гумидной зоны различаются две радикально различные стадии: а) *седиментогенез,* когда на дне накапливаются многообразные по составу и генезису твердые фазы и осадок

представляет резко неуравновешенную физико-химическую систему; б) *диагенез,* когда бурно протекают процессы физико-химического уравновешивания. Мы знаем теперь достаточно много о том, в чем конкретно заключается неуравновешенность исходного осадка, какими путями осуществляется уравновешивание, какие конкретно новые твердые фазы при этом возникают, через какие этапы проходит уравновешивание и как изменяется диагенез в водоемах разного типа. И здесь, в частности, обнаруживается огромная роль размеров акватории в возникновении аутигенно-минералогической зональности осадков.

Резюмируя, можно сказать, что если для стадии седиментогенеза концепция Меррея — Ренара к концу 60-х годов нашего века претерпела радикальное преобразование и, по существу, заменилась другой схемой, то представления о стадии диагенеза, только намеченные ими, получили дальнейшее развитие в направлении, ими же указанном. Но эти изменения отнюдь не умаляют огромного позитивного значения работ Меррея и Ренара в истории науки и того глубокого уважения и чувства восхищения, которые вызывают их поистине классические труды, подкупающие не только обилием фактов и мыслей, но и удивительной простотой и изяществом формы.

IV. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

1. Общие замечания

Общая площадь современных областей аридного климата составляет около 32×10^6 км^2, т. е. многократно меньше площади климата влажного. Подавляющая часть ее приходится на континентальные территории, но некоторая — и на морские; например, Каспийское и Красное моря, бóльшая часть Средиземного и Черного морей, Персидский залив принадлежат к аридной зоне.

Специфической особенностью физико-географических условий в аридных зонах является сочетание повышенных температур с отрицательным балансом влаги. Эта комбинация характерна не только для пустынь, но и для полупустынь и даже сухих степей. Это хорошо понимал еще В. В. Алабышев (1932), но, к сожалению, не понимают некоторые исследователи и поныне и потому отождествляют зоны аридного климата только с пустынями (например, В. П. Казаринов), что принципиально неправильно.

В силу пониженности рельефа современных аридных областей относительно гумидных зон, горизонтальных или вертикальных (т. е. локализованных в высоких частях гор, соседних с аридной зоной или находящихся даже на ее территории), в засушливые зоны направляется из влажных поясов непрерывный ток воды и осадочного материала. Благодаря этому в аридных областях возникают, длительно существуют и накапливают отложения крупные и малые озерные водоемы, казалось бы, невозможные в условиях, когда испарение преобладает над современными метеорными осадками. Кроме того, на площадь аридных зон заходят крупные и мелкие языки океанской воды, образуя моря или заливы, связанные с основной массой океанов и питаемые ею.

Вместе с водой из горизонтальной и вертикальной гумидных областей и из океана в аридные зоны поставляется главная масса взвешенного и особенно — растворенного материала; принос этого материала за счет собственных ресурсов аридной зоны имеет резко подчиненное значение. Больше того, разбрызгивание морской и озерных вод при

волнениях и штормах, частые пылевые бури в значительной степени выносят соли и тонкую пыль за пределы аридных зон в соседние горизонтальные гумидные области, в результате чего между ними возникает своеобразный «обмен веществ» (Страхов и др., 1954), на который литологи почему-то до сих пор не обращают должного внимания.

Развитие седиментации в водоемах аридных зон идет своеобразно и резко отлично от осадкообразования в зонах гумидных.

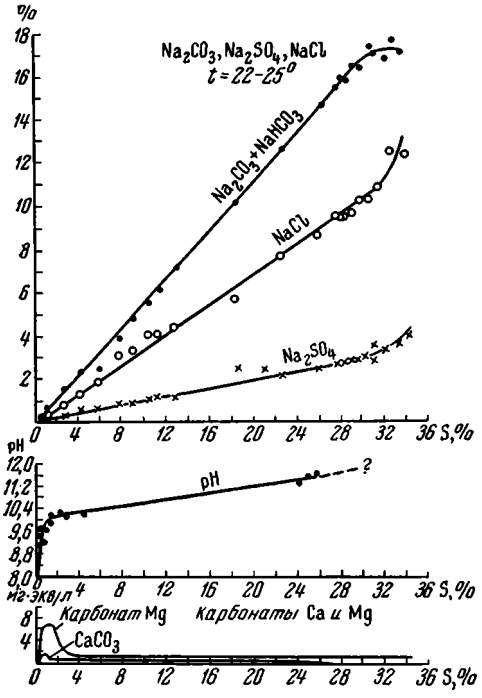
Основным отличием является *резко выраженная стадиальность седиментогенеза: все водоемы начинают свое развитие со стадии слабо соленых (или слабо минерализованных) бассейнов, которые затем, благодаря испарению, прогрессивно осолоняются и становятся рапными.* Соответственно осолонению изменяется и осадконакопление. Быстрота перехода от стадий слабой минерализации к высокой контролируется размерами водоема, т. е. в конечном счете величиной коэффициента B/L. Малые бассейны, обладая большими водосборами, получают за год относительно много растворенных компонентов; большие, питаемые меньшими по размерам водосборами, получают относительно меньшие количества растворенных солей. Испарение подтекающих вод, естественно, создает быстрый темп осолонения у первых и медленный — у вторых. Эта закономерность имеет не строго математический, а общий статистический характер; встречаются случаи, не укладывающиеся в нее. Любопытно, что аридные бассейны даже при такой степени минерализации, которая практически не отличается от солености водоемов гумидных зон, все же показывают признаки особого хода осадочного процесса.

Важнейшим признаком аридных осадков является всюду интенсивно развитое карбонатообразование. Чисто терригенных осадков в бассейнах аридных зон практически нет. Осадки всегда содержат 5—10% карбонатов даже в прибрежной зоне и 70—80% — в пелагиальной области. Характерно при этом, что в слабо минерализованных бассейнах аридной зоны биогенное карбонатонакопление во все большей степени подавляется хемогенным. Расчеты баланса $CaCO_3$ показывают, что хемогенный кальцит составляет в Каспии 50%, в Аральском море — 22%, в Балхаше — около 70% от суммы карбонатов. Появляются значительные количества обломочных карбонатов, поступающих в бассейны во взвешенном состоянии: в Черном море их 30%, в Каспии — 30%, в Аральском море — 65%, в Балхаше — 63% (от суммы карбонатов).

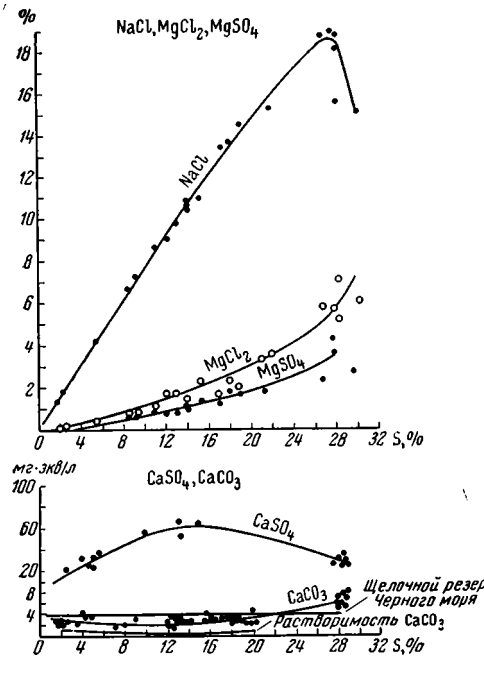
Биогенный кремнезем в составе осадков развит слабо; значительная масса его связывается с SiO_2 и дает аутигенные силикаты: сепиолит, керолит. Полностью отсутствуют рудные накопления железа, марганца, Al_2O_3. Органическое вещество накапливается в обычных, а иногда и пониженных количествах. С увеличением минерализации водоемов специфика их седиментации становится все более отчетливой и резкой, причем аутигенное минералообразование определяется гидрохимическим типом воды. Эти более высокие стадии развития осолоняющихся бассейнов подробно изучены советскими галургами, и поэтому мы остановимся на их более детальной характеристике.

2. Гидрохимические типы водоемов и их галогенез

Уже в конце XIX в., как мы знаем, Н. С. Курнаков выделил два класса соленых озер: I — содержащий в составе рапы $MgSO_4$, и II — лишенный этого соединения. В дальнейшем был открыт еще новый тип соляных озер, для которых характерно обилие Na_2CO_3. Суммируя эти данные, М. Г. Валяшко еще в 1933 г. дал более полную классификацию



Фиг. 64. Диаграмма концентраций содовых озер Кулундинской степи (по Е. С. Телентюку, 1952 г. и С. З. Макарову, 1935 г.)



Фиг. 65. Диаграмма концентраций воды сульфатных водоемов (азово-черноморских) (по Н. С. Курнакову и др.)

соляных озер по составу их рапы, которую повторил в расширенном виде в 1952 г.

«По химическому составу вóды соляных озер, — пишет он, — ... можно подразделить на три основных типа: карбонатных, сульфатных и хлоридных. Эти типы определяются взаимной комбинацией главных анионов (CO_3^{2-}, HCO_3^-, SO_4^{2-} и Cl^-) с главными катионами (Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+). Принадлежность озерного раствора к одному из типов определяет характер физико-химических процессов в нем и ту равновесную систему, которая позволяет понять и предугадать направление этих процессов» (Валяшко, 1952, стр. 14, 15).

Для карбонатного типа равновесная система имеет вид:

$$Na_2CO_3 \longrightarrow NaHCO_3 \longrightarrow Na_2SO_4 \longrightarrow \rightarrow NaCl \longrightarrow H_2O.$$

Для сульфатного типа:

$$2NaCl + MgSO_4 \rightleftarrows Na_2SO_4 + MgCl_2.$$

Для хлоридного типа:

$$CaCl_2 \longrightarrow MgCl_2 \longrightarrow NaCl \longrightarrow H_2O.$$

Еще нагляднее вырисовываются особенности каждого типа на так называемых концентрационных диаграммах, построенных автором этих строк на базе данных по многочисленным водоемам (фиг. 64, 65, 66).

Соответственно разному составу вод, при прогрессирующем осолонении водоемов всех типов возникает последовательная садка разных твердых фаз, суммированная автором (фиг. 67).

Карбонатная стадия наиболее длительна в классе содовых озер, где охватывает интервал соленостей до 25—27‰. Вместе с тем она отличается здесь наибольшим разнообразием минералов: кальцит, доломит, гейлюсит, сода, термонатрит, трона. При этом садка $CaCO_3$ отвечает ничтожной исходной солености (менее 0,1‰), садка доломита — со-

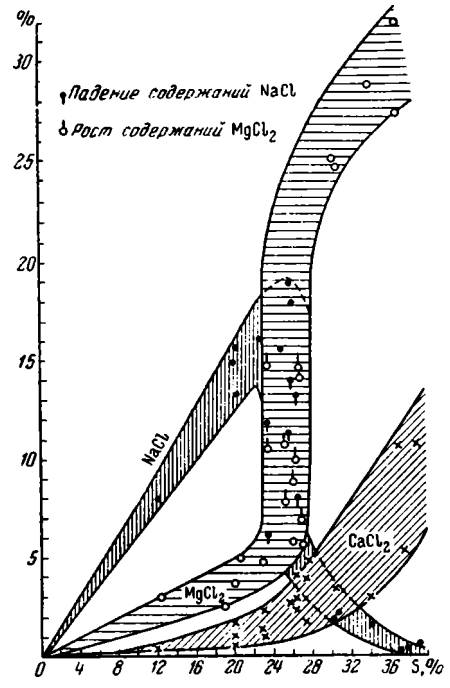
леностям до 12—13%, гейлюсита — свыше 13%, а соды и прочих минералов — обычно свыше 20% [1]. С переходом к умеренно содовым озерам исчезают сода, термонатрит, трона; у слабо содовых озер прекращает садиться и гейлюсит. В течение всей карбонатной стадии в изобилии накапливаются также магнезиальные силикаты типа сепиолит-керолит.

На сульфатной стадии в содовых озерах осаждается лишь Na_2SO_4 в виде тенардита и мирабилита, с большой примесью соды, гейлюсита, беркеита, нортупита, Эта сульфатная стадия у содовых озер отвечает очень высокому их осолонению.

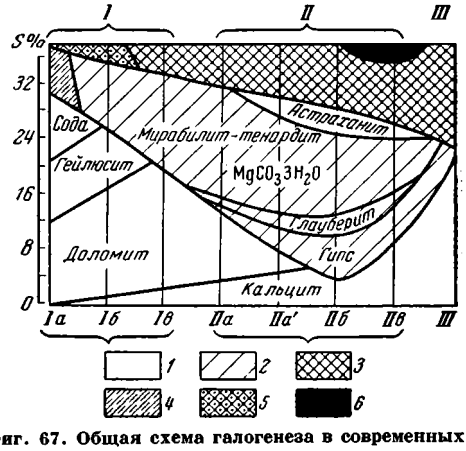
Хлоридная стадия содовых озер совпадает, по существу, с эвтоникой; поэтому NaCl сильно загрязнен сульфатами и карбонатными минералами, начавшими осаждаться еще на предыдущих стадиях.

Осадкообразование в сульфатных водоемах течет иначе. Карбонатная стадия отличается малым развитием и приурочена к относительно низкой минерализации рапы от 12—13% на левой стороне диаграммы (IIа) до 3,5—4% на правой ее стороне (IIв). При этом состав карбонатов весьма однообразен: лишь в левой части поля сульфатных водоемов (IIа) после начального периода садки кальцита следует осаждение доломита; у остальных двух групп сульфатных водоемов в карбонатную стадию накопляется только кальцит. В группе IIа на карбонатной стадии зафиксировано также образование силикатов магния (оз. Балхаш).

Сульфатная стадия в развитии водоемов сульфатного класса, напротив, отличается большой растянутостью и длительностью, охватывая большой интервал соленостей; одновременно



Фиг. 66. Диаграмма концентраций воды озер хлоридного класса (по Н. С. Курнакову и С. Ф. Жемчужному)



Фиг. 67. Общая схема галогенеза в современных соляных водоемах аридных зон

I — содовые озера: *Iа* — сильно содовые (K_c более 30%), *Iб* — умеренно содовые (K_c — 30—3%), *Iв* — слабо содовые (K_c менее 3%); *II* — сульфатные озера: *IIа* — натриево-магниевые, *IIа'* — магниево-натриевые, *IIб* — натриево-магниево-кальциевые, *IIв* — магниево-кальциевые; *III* — хлоридные озера с NaCl, $MgCl_2$ и $CaCl_2$. *1* — карбонатная стадия; *2* — сульфатная стадия; *3* — хлоридная стадия; *4* — сульфатные осадки, сильно загрязненные примесями соды; *5* — галит, сильно загрязненный примесями сульфатов натрия; *6* — калийные соли

[1] В садке карбонатных, сульфатных и хлоридных минералов большое значение имеет также температура, понижение которой стимулирует, например, садку соды и др.

резко увеличивается и разнообразие сульфатных минералов. Это происходит потому, что, помимо сульфата натрия, осаждающегося в виде тенардита и мирабилита, в осаждение вовлекаются также сульфаты кальция и магния, дающие частью простые гидратированные соли (гипс, эпсомит), частью двойные — глауберит, астраханит. При этом разнообразие сульфатных фаз возрастает на диаграмме слева направо — от группы IIа к группе IIв. По ходу осолонения возникает вначале наименее растворимая солевая фаза: гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), затем более растворимые: глауберит ($Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) или тенардит (Na_2SO_4) и, наконец, наиболее растворимый астраханит ($Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$). Одновременно с сульфатами осаждаются и карбонаты, но резко иного состава сравнительно с тем, что было на карбонатной стадии. Во всех группах сульфатных водоемов на средних и высоких соленостях накопляются кальцит и основная соль углекислого магния.

Хлоридная стадия развития сульфатных водоемов характеризуется длительным накоплением галита, притом достаточно чистого от примесей сульфатных минералов.

Галогенная седиментация водоемов хлоридного типа (т. е. содержащих много NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, при отсутствии сульфатов натрия и магния и крайне низком содержании $CaSO_4$) отличается большой простотой. Карбонатная стадия вновь сильно удлиняется по интервалу солеността и становится почти равной карбонатной стадии содовых озер, но минералогически представлена крайне скудно—только кальцитом. Сульфатная стадия резко подавлена и едва намечается, часто достаточно условно; представлена минералогически только гипсом. Хлоридная стадия, напротив, достаточно растянута по длительности и интервалу солеността; ей отвечает садка только NaCl, чрезвычайно чистого от примесей других — карбонатных и сульфатных — минералов.

В описанной диаграмме современного галогенеза следует подчеркнуть несколько черт. Это прежде всего своеобразие границ, отделяющих карбонатную стадию от сульфатной, и последнюю от хлоридной. В левом, содовом, конце диаграммы первая граница располагается очень высоко, на соленостях около 25—27%; по мере движения вправо она спускается все ниже и в группах IIб и IIв доходит до солеността 3—5%; в правом конце диаграммы, у водоемов хлоридного типа, вновь резко поднимается вверх. Граница сульфатной и хлоридной стадий непрерывно медленно понижается от содового конца диаграммы, где она лежит в области, близкой к эвтонике, к правому концу, где она спускается к соленостям около 23% и далеко удалена от эвтонической точки; одновременно галитовый осадок становится все более чистым от других солевых примесей.

Благодаря такому пролеганию границ стадий суммарное минералообразование за весь период осолонения у разных гидрохимических типов водоемов оказывается существенно различным. У содовых озер это в основном, а часто и исключительно, *карбонатонакопление* в весьма разнообразных минералогических формах; у сульфатных водоемов это главным образом *разнообразное сульфатонакопление* при резко подчиненном карбонатообразовании и несколько большем накоплении хлоридов; у хлоридных водоемов это *почти исключительно накопление галита* либо (при неразвитости галогенеза) практическое отсутствие солевых фаз. Иначе говоря, *гидрохимический тип водоема ярко отражается на характере порожденной им солевой толщи.*

Учет соотношений разных солей в водоемах разных гидрохимических типов позволяет понять характерное пролегание основных разделительных линий минералообразования на общей диаграмме галогенеза. Начало сульфатной седиментации лишь на очень высокой стадии осолонения у сильно содовых озер есть простое следствие малого содержания сульфатов в их воде или, иначе, малой величины сульфатного

коэффициента. При прогрессивном накоплении сульфатов в слабо содовых озерах, а затем в группах IIа, IIб, IIв нижняя граница сульфатной стадии быстро падает вниз до минерализации рапы в 3—5%. При переходе к хлоридному классу резкая убыль сульфатного иона (исчезновение $MgSO_4$) опять сильно поднимает вверх начало садки сульфатов. Что касается верхней границы сульфатной стадии, то пролегание ее контролируется уже не общей суммой сульфатов, а коэффициентами метаморфизации рапы. Для левой стороны диаграммы, где присутствует Na_2SO_4, этот коэффициент выражается как $Na_2SO_4 : MgSO_4$; для правого конца диаграммы, где Na_2SO_4 отсутствует, за коэффициент метаморфизации принимается отношение $MgSO_4 : MgCl_2$. Чем выше эти коэффициенты, тем позже в шкале минерализации чисто сульфатная седиментация сменяется хлоридной стадией. Так как при движении от левого конца диаграммы к правому оба коэффициента последовательно убывают до нуля, то это, естественно, вызывает прогрессирующее понижение верхней границы сульфатной стадии от содового типа вод к хлоридному.

Для современных галогенных осадков, даже в случае их морского генезиса, характерно в подавляющем большинстве случаев отсутствие накопления калиевых солей, а также крайняя редкость повышенных концентраций фтора, стронция, брома, бора и других малых галофильных элементов.

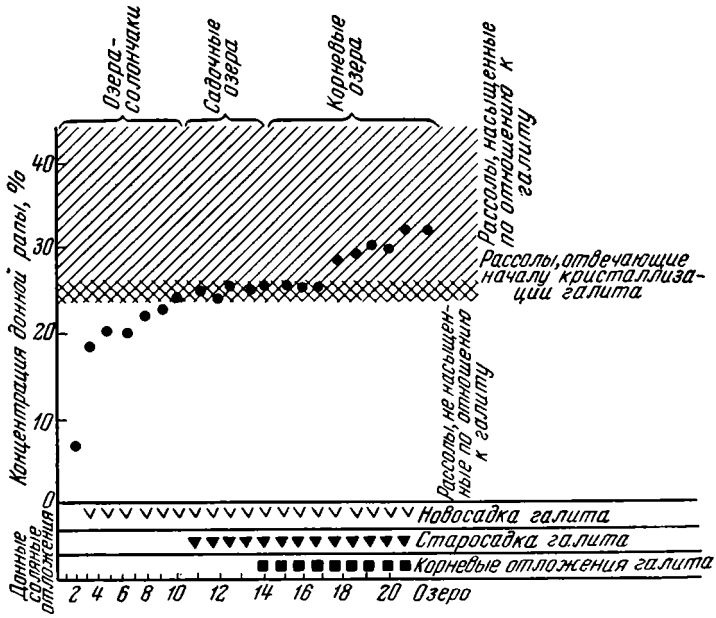
Калиевые соли и другие компоненты концентрируются в наддонной и межкристальной рапе, не выпадая в твердую фазу в природных условиях или образуя лишь ничтожные накопления.

3. Гидрохимические циклы рапных водоемов. Условия возникновения соляного пласта

Наличие годовых гидрохимических циклов в жизни соленых водоемов известно было очень давно, но лишь в 30—50-е годы они подверглись детальному исследованию и были выяснены условия, при которых становится возможным формирование соляного пласта. Суть циклов заключается, как известно, в том, что весной, обычно в апреле, концентрация солей в озерной воде вследствие таяния снегового покрова падает, и в озере идет растворение солевых фаз предыдущего года, иногда полное, иногда частичное. Но уже в мае наступают усиленное испарение и новый подъем минерализации, достигающей максимума в августе или начале сентября. Начинается садка солей, которая поддерживается также понижением температуры, что способствует выпадению так называемых холодолюбивых минералов, как сода, мирабилит, $NaCl \cdot 2H_2O$. Конкретный набор солей, выпадающих в летне-осенний период, различен у разных озер и определяется его гидрохимическим классом, т. е. принадлежностью к содовым, сульфатным или хлоридным водоемам. При этом уровень рапы и общая масса ее сокращаются.

Седиментационный итог годичных гидрохимических циклов у разных водоемов неодинаков. У одних он не приводит к стабильному накоплению соляных пластов, ибо при весенних и осенних разбавлениях нацело уничтожается то, что успело зимой и летом осесть на дно; у других же озер остаются избыточные нерастворимые донные фазы и соляной пласт формируется. Естественно, встает вопрос: при каких же условиях седиментация твердых фаз в годичном цикле перестает быть бесплодной и дает начало солевому пласту? Таких условий два.

Первое условие касается наддонной рапы. В слабо минерализованном озере все растворимые соли находятся в состоянии более или менее резко ненасыщенного раствора. Но рано или поздно, под влиянием непрерывного вноса в озеро, каждая соль достигает точки, при которой она начинает насыщать, а потом и *пересыщать рапу — в среднем за годичный*



Фиг. 68. Связь накопления галита со степенью насыщения донной рапы NaCl (по М. Г. Валяшко, 1952)

цикл. Выделение каждой соли в виде периодической твердой фазы — летом или зимой — начинается обычно задолго до достижения этого момента среднегодичного пересыщения. И пока это пересыщение еще не реализовано, осевшая в один сезон (летом или зимой) соль неизбежно растворяется при последующем распреснении, и годичный цикл оказывается безрезультатным: устойчивого солевого пласта на дне не возникает. Химическая седиментация идет, так сказать, на «холостом ходу». Лишь после того, как среднегодовое пересыщение рапы данной солью будет достигнуто, очередное сезонное распреснение озера будет уже не в состоянии растворить всю массу выпавшей перед тем твердой фазы соли, и создается первая предпосылка к формированию соляного пласта.

Вторым условием является минерализация межкристальной или донной рапы. М. Г. Валяшко (1952) обратил внимание на то, что степень насыщения донной рапы галитом у разных озер значительно колеблется и что содержание в ней NaCl находится во вполне определенной связи с образованием устойчивого галитового пласта — старосадки или корневой соли. Соотношения эти видны на фиг. 68, резюмирующей данные по 20 соляным озерам, в которых в годичном цикле садится NaCl. Из диаграммы следует, что если донная рапа далека от насыщения галитом, то устойчивого накопления солей не образуется. *Галитовый пласт возникает и сохраняется лишь в том случае, если донная рапа достигла насыщения по NaCl или даже несколько пересыщена им.* Такие соотношения понятны. Ведь если новосадка галита, достигающая иногда мощности 10—15 *см*, будет в нижней части своей соприкасаться с ненасыщенной NaCl донной рапой, она неизбежно будет растворяться этой рапой, если бы даже при осенне-весеннем разбавлении от новосадки кое-что и осталось. Наоборот, если донная рапа уже будет насыщена NaCl, то растворения нижних слоев новосадки этой рапой уже происходить не будет: она сохранится, покроется илом, вносимым в озеро с дождевыми осенними и весенними водами, и даст начало соляному пласту, так называемой старосадке.

Этот пример с NaCl, естественно, напрашивается на обобщение. Не только галитовый, но и *всякий соляной пласт начинает формироваться лишь после того, как не только наддонная, но и донная рапа достигнет насыщения данной соляной фазой в годичном цикле.*

Так как минерализация поверхностной рапы раньше начинает удовлетворять этому требованию, чем минерализация рапы донной, то формирование каждого соляного пласта проходит через некоторый, так сказать, метастабильный промежуточный период, пусть и кратковременный, когда пласт этот то появится (в очень сухие годы), то исчезнет (в более влажные), пока, наконец, не «завяжется» крепко.

Годичные гидрохимические циклы отражаются в галогенных осадках появлением характерных циклических текстур. Каждый элементарный годовой ритм слагается в схеме из двух прослойков. Первый отвечает весеннему разбавлению и последующему летнему испарению и представляет собой накопление глинистых и алевритовых частиц с некоторой примесью хемогенных, наиболее трудно растворимых компонентов (обычно $CaCO_3$ или $CaCO_3+CaSO_4\cdot 2H_2O$). Второй прослой образуется в конце лета или осенью (иногда и зимой) и представляет собой накопление более легко растворимого соляного компонента, осевшего из наиболее концентрированной рапы благодаря ее дальнейшему испарению осенью (сентябрь) — галит или охлаждению — сульфаты Na, Mg.

На разных стадиях осолонения водоема состав хемогенных компонентов в нижнем и верхнем прослойках, их мощности и структура, понятно, изменяются, но принципиальная схема годичного элементарного слоя сохраняется с изумительным постоянством.

4. Метаморфизация рапы и ее механизм

Явление метаморфизации рапы в процессе осолонения озера было открыто, как мы знаем, еще А. А. Вериго в 80-х годах XIX в., а затем подтверждено в 1898 г. Н. С. Курнаковым, причем оба они согласно видели причину метаморфизации в воздействии на рапу растворов $CaCO_3$ в притекающей речной (вообще — пресной) воде. Дальнейшее изучение этого процесса продолжалось в 20—60-х годах. М. Г. Валяшко проделал большую экспериментальную работу по метаморфизации рассолов сульфатного типа приливанием к ним растворов $Ca(HCO_3)_2$. Из этих работ вытекает, что на высоких ступенях осолонения, когда в озере идет садка солевых твердых фаз, главными метаморфизующими реакциями являются реакции взаимодействия между $MgSO_4$ и $Ca(HCO_3)_2$:

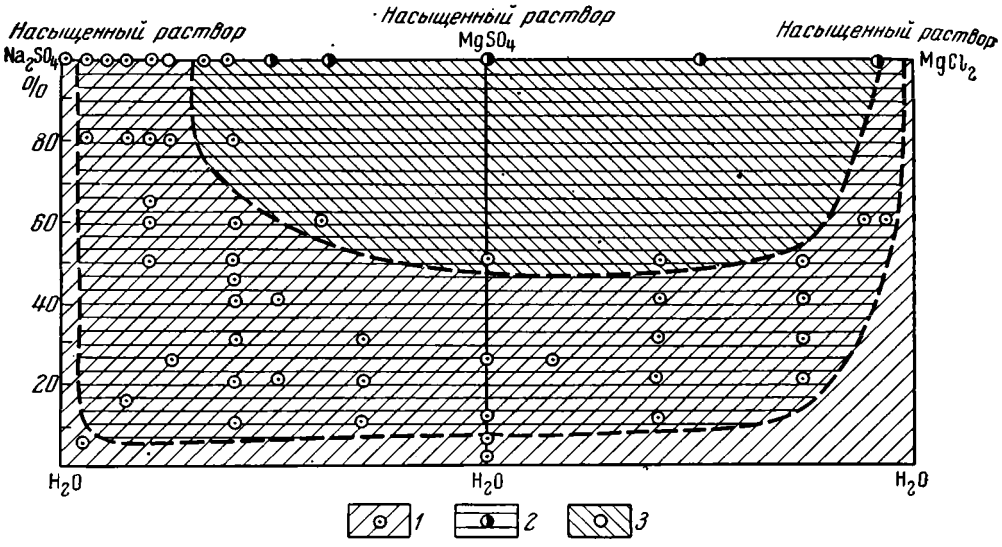
1. $$Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \longrightarrow \underset{\downarrow}{CaSO_4\cdot 2H_2O} + \underset{\downarrow}{Mg(HCO_3)_2} \longrightarrow xMg(OH)_2\cdot yMgCO_3.$$

2. $$2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftarrows CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4\cdot 2H_2O + 2CO_2$$
(реакция Гайдингера)

Из этих двух реакций главное развитие имеет первая, тогда как вторая едва намечается. Поэтому продукты взаимодействия представлены практически лишь гипсом и основными солями Mg, доломит же присутствует в количествах от следов до 1% от массы выпавших твердых фаз.

Добавим, что хотя при взаимодействии с $MgCl_2$ принципиально возможны те же два типа реакций, но первая из них вовсе не идет, вторая же едва намечена.

Весьма важны наблюдения М. Г. Валяшко, касающиеся условий, при которых впервые начинает работать реакция Гайдингера. Им были поставлены опыты метаморфизации растворов сульфатного типа (с $MgSO_4$



Фиг. 69. Условия течения реакции Гайдингера (по М. Г. Валяшко)

1 — кальцит; *2* — гипс; *3* — основные карбонаты магния

и $MgCl_2$) не только при высокой их минерализации, в присутствии твердых фаз этих солей, но и при минерализациях низких. Оказалось (фиг. 69), что при минерализации, отвечающей недосыщенным растворам $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, метаморфизация не идет: внесенный в сосуды $Ca(HCO_3)_2$ при упаривании раствора просто выпадает как труднорастворимая соль. *Процессы метаморфизации начинаются лишь тогда, когда $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, возникающий по реакции Гайдингера, входит в фазу насыщения и начинает осаждаться на дно*; этой стадии отвечает на диаграмме поле гипса, располагающееся над кальцитовым. Но коррелятивно связанный с гипсом $MgCO_3$ в это время еще не осаждается, а продолжает накапливаться в растворе; в осадке сохраняется $CaCO_3$; очевидно, реакция Гайдингера течет еще слабо. Лишь некоторое время спустя появляются в осадке и основные соли $MgCO_3$; оба продукта реакции теперь образуют единственные составные части осадка, доказывающие, что реакция Гайдингера «работает» в полную силу.

Таким образом, совершенно несомненно, что *реакция Гайдингера начинает действовать лишь после того, как гипс вступает в фазу пересыщенного раствора.* Для морской воды это осуществляется, как известно, лишь при осолонении свыше 15%. Привлекать реакцию Гайдингера для истолкования генезиса морских доломитовых толщ, как это все еще продолжают делать некоторые литологи, является запоздалым недоразумением.

В 1930 г. С. А. Щукарев и Т. А. Толмачева указали принципиально иной механизм метаморфизации рапы, который они назвали «коллоидно-химической теорией соляных озер».

Как известно, при внесении коллоидных мицелл в раствор электролитов между ними начинается взаимодействие: некоторые катионы из сорбционной оболочки мицелл уходят в раствор, а на их место из раствора становятся другие катионы.

Этот процесс замены на поверхности мицеллы и называется обменом оснований; анионы в этом процессе не участвуют.

Схематически катионный обмен можно выразить так:

$$\underset{\text{твердая фаза}}{P_1 + M_1 \cdot (\text{п. к.})^-} \rightleftarrows \underset{\text{твердая фаза}}{P_2 + M_2 \cdot (\text{п. к.})^-},$$

где P_1 — природный раствор (природная вода); P_2 — метаморфизованный природный раствор; $(\text{п. к.})^-$ — поглощающий комплекс; $M_1 \cdot (\text{п. к.})^-$ — коллоидный комплекс с катионом M_1, который он отдает в раствор; $M_2 \cdot (\text{п. к.})^-$ — коллоидный комплекс с катионом M_2, который он получает из раствора взамен отданного M_1.

Обратим теперь внимание на следующее. Так как континентальные воды (рек, грунтовых горизонтов) принадлежат большей частью к гидрокарбонатно-кальциевому типу, то поглощающий комплекс переносимых ими коллоидных частиц отличается обилием кальция при бедности магнием и отсутствии натрия и калия. Попадая в морскую воду, а тем более в воду осолоняющихся водоемов с обилием Na + K + Mg, поглощающий комплекс, конечно, неизбежно должен перестроиться, и характерным образом: в нем Ca^{2+} будет вытеснен Na + K, в результате чего в растворе неизбежно возникнет избыток Ca^{2+} в виде $CaCl_2$:

$$Ca^{2+}\ (\text{п. к.})^- + 2NaCl \rightleftarrows 2Na^+\ (\text{п. к.})^- + CaCl_2.$$

Если рассол достаточно осолонен и гипс достиг в нем стадии насыщения, то вслед за обменом основаниями осуществится реакция двойного обмена между солями:

$$2H_2O + CaCl_2 + MgSO_4 \rightleftarrows \underline{CaSO_4 \cdot 2H_2O} + MgCl_2.$$
$$\downarrow$$

В итоге рассол постепенно будет лишаться сульфата магния и при длительности процесса может оказаться чисто хлоридным, со значительным содержанием $MgCl_2$. После исчерпания сульфатов магния садка гипса прекратится и в растворе станет накопляться $CaCl_2$. Иначе говоря, сульфатный водоем не только потеряет свои сульфаты, но и приобретет своеобразные черты хлоркальциевого бассейна.

При исследовании содовых озер Кулундинской степи Б. Л. Исаченко (1934а, б) была высказана мысль о возможной биогенной метаморфизации сульфатных растворов сульфатредуцирующими бактериями и о переходе сульфатно-натриевых озер в содовые по схеме:

$$Na_2SO_4 + 2C_{орг} + H_2O \longrightarrow Na_2CO_3 + H_2S + CO_2.$$

Эта идея, однако, не привилась в литературе и не получила дальнейшего развития.

5. Специфика «солнечного испарения» рапы; метастабильные фазы

Чрезвычайно важным новым открытием, сделанным Н. С. Курнаковым и В. И. Николаевым (1938) на водоемах Сакской группы, было установление специфического хода солеобразования при так называемом солнечном испарении рапы, т. е. испарении в природных условиях.

При «солнечном испарении» следующей за галитом твердой фазой является эпсомит, вместо астраханита, который должен был бы выделяться, исходя из положения фигуративной точки на стабильной диаграмме. Эпсомит при дальнейшем испарении и концентрировании рапы переходит в гексагидрат (обезвоживание рассолом!) или сакиит. К последнему присоединяется карналлит, который продолжает кристаллизоваться до эвтонической точки, где к ним присоединяется бишофит. По сравнению со стабильной «солнечная» эвтоника оказывается заметно обогащенной сульфатом магния.

«Солнечный путь» испарения рапы солеродного бассейна оказывается существенно иным, чем путь, указываемый диаграммой стабильных состояний Я. Г. Вант-Гоффа.

Аналогичные отличия наблюдаются и при «солнечном испарении» в озерных водоемах.

В чем же заключается причина расхождения солнечных диаграмм с экспериментально полученными стабильными? *Она кроется в наличии в рапе пересыщенных растворов и в разной скорости снятия этого пересыщения.* Сильное и длительное встряхивание или перемешивание растворов, внесение затравки из стабильных фаз, отвечающих раствору, и другие приемы, употребляемые при экспериментировании, в конечном счете снимают пересыщение и уничтожают метастабильные фазы; однако темпы снятия в разных случаях оказываются весьма не одинаковыми.

Ясно различаются два случая. В первом — встряхивание и затравка оказываются весьма эффективными и быстро действующими, как, например, в случае сернокислого натрия при низких температурах, когда пересыщение моментально снимается затравкой мирабилита. Во втором случае перемешивание (встряхивание) раствора начинает сказываться лишь долгое время спустя после начала действия, а затравка стабильной соли не действует, а иногда даже растворяется, как это имеет место в случае астраханита. Метастабильные фазы NaCl и $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ (или $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ и $MgSO_4 \cdot 7H_2O$), за счет которых формируется астраханит, в течение многих суток (до 16 и свыше) удерживаются в соприкосновении с «астраханитовым раствором» и лишь крайне медленно замещаются стабильной фазой.

Столь же трудно достигается снятие пересыщения при образовании каинита.

Причины таких различий в скорости снятия пересыщения и в устойчивости метастабильных фаз не вполне ясны. *Важнейшим фактором в этом процессе является, вероятно, скорость кристаллизации стабильной фазы.*

У быстро кристаллизующихся стабильных фаз снятие пересыщения и разрушение метастабильных осадков идет очень быстро; само образование пересыщения требует специальных мер предосторожности — медленного испарения, спокойного стояния и т. д.

У медленно кристаллизующихся стабильных фаз снятие пересыщения соответственно идет очень медленно и требует специальных мер воздействия для ускорения.

У тех веществ, кристаллизация которых происходит быстро и намного быстрее, чем выпаривающийся раствор переходит за летнее время от насыщения одним веществом к насыщению другим, минералы формируются в седиментационную стадию и поступают в осадок в готовом виде. Таковы гипс, ангидрит, мирабилит, галит, десятиводная сода, гейлюсит, эпсомит, сильвин, карналлит и др.

У веществ же, кристаллизация которых отличается очень медленными темпами и явно отстает от темпа летнего выпаривания раствора, твердые (минеральные) фазы не в состоянии выделиться в седиментационную стадию; взамен их садятся метастабильные — легко кристаллизующиеся — соединения, и уже в осадке, при медленной перекристаллизации, из метастабильных форм возникает тот устойчивый минерал, который не смог возникнуть в процессе упаривания рапы из-за медленности своей кристаллизации. Минералами сложного двухстадийного генезиса являются термонатрит, кизерит, глауберит, тенардит, астраханит, каинит, лангбейнит и другие двойные соли калия и магния. То, что дело заключается в данном случае именно в скоростях испарения, доказывается на примере промысловых бассейнов Сакского озера. По составу рапы из нее должны были бы кристаллизоваться каинит и эпсомит. Но при быстром солнечном испарении садился карналит с сакиитом; каинитовый же па-

рагенез возникал только при медленном испарении со скоростями, в два раза меньшими, чем при обычных промысловых.

Заметим, что минералы, проходящие через метастабильную фазу, редки на начальных стадиях осолонения (доломит), более часты на средних стадиях (тенардит, глауберит) и обильны на высоких (астраханит, каинит, лангбейнит и др.).

6. О специфике минералообразования в «сухих» озерах

Когда водоем в засушливой зоне еще мало минерализован и обладает маломощными осадками, прикрытыми значительным слоем рапы, главная масса солей сосредоточена в этом наддонном водном массиве. Но затем, по мере осолонения бассейна и увеличения мощности его донных отложений, главным вместилищем растворенных солей все больше становится межкристальная рапа. Это наглядно видно из следующих подсчетов для некоторых крымских озер (табл. 35).

Таблица 35

Распределение солевых масс между иловой и поверхностной рапой

Озеро	Запасы солей, %		
	в поверхностной рапе	в донной рапе	во всем озере
Сасык-Сиваш . . .	35,9	64,1	100
Саки	13,8	86,2	100
Джарыл-Агач . .	17,3	82,7	100
Карлавское . . .	24,5	75,5	100

У оз. Сасык-Сиваш, большого водоема с метровым слоем поверхностной рапы, запасы солей в донном растворе превышают запасы в поверхностной рапе почти в два раза. Для озер Джарыл-Агач и Карлавского, также с почти метровым слоем поверхностной рапы (максимальная глубина 1,55 и 0,75 *м*), запас солей в донной рапе больше, чем в поверхностной, соответственно в 4,8 и 3,1 раза.

Для Сакского озера (слой поверхностной рапы 0,5 *м)* запасы соли в межкристальной рапе превышают запасы в рапе поверхностной в 6,3 раза. Аналогичные соотношения известны и для других водоемов.

Одновременно с уменьшением роли наддонной рапы как вместилища солевых растворов изменяются и соотношения между объемом выделяющихся твердых фаз и объемом маточного рассола. *По мере испарения объем маточных рассолов непрерывно убывает, объем же твердых фаз, из этих рассолов выделяющихся, все увеличивается* (Валяшко, 1951). Благодаря этому в жизни каждого соляного бассейна наступает момент, когда объемы маточного рассола сравниваются с объемами выделяющейся солевой массы, а затем становятся и меньше их. *Около того момента, когда объемы маточных рассолов и твердых фаз становятся приблизительно равными, водоем переходит в стадию сухого озера;* при превышении же объемом солевой массы объема маточных рассолов тип сухого озера становится уже весьма ярко выраженным. Этот момент перехода водоема в стадию сухого озера отвечает, как показали опыты испарения морской воды и рапы ряда современных соляных озер, в одних случаях началу садки эпсомита, а в других — началу садки калийных солей, в частности сильвинита (Валяшко, 1951). Таким образом, *стадия сухого*

озера является неизбежным следствием закономерно изменяющихся в ходе галогенеза соотношений между объемами наддонной рапы и выделяющихся из нее твердых солевых фаз.

Осадкообразование на стадии сухого озера отличается своеобразными чертами. Специфических процессов в межкристальной рапе, в сущности, два. *Первым является кристаллизация новых эвапоритных минералов, отвечающих более высоким стадиям минерализации раствора под влиянием медленно протекающего его испарения.* Так, если озеро стало сухим в период садки галита, то из донной рапы может осесть эпсомит; если превращение в сухое озеро произошло на эпсомитовой стадии, то в донной рапе могут начать кристаллизоваться калиевые минералы — сильвин или карналлит. *Другой процесс состоит во взаимодействии выпавших новых фаз с прежними и в кристаллизации на этой базе новых более устойчивых минералов.* Так, при выделении из донной рапы эпсомита между ним и ранее существовавшим галитом начинается взаимодействие, в результате которого возникает астраханит:

$$2NaCl + 2MgSO_4 + 4H_2O = Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O + MgCl_2.$$

Точно так же выделение сильвина в эпсомитовой породе дает каинит:

$$KCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O = KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O + 4H_2O.$$

Как бы ни оценивать силу воздействия донной рапы на состав вмещающего ее соляного пласта, несомненно одно, что всегда влияние межкристального раствора *осложняет* первичную седиментационную картину минералообразования. *В соляном пласте, возникшем при определенной минерализации поверхностной рапы, оказываются минералы более высокой стадии ее осолонения.* Так как это наложение более высокой стадии на предшествующие характеризует нижние части соляного разреза, можно сказать, что в результате влияния донной рапы возникает и с большей или меньшей ясностью развивается *обратная стратификация соляного профиля.*

V. ЛЕДОВЫЙ ТИП СОВРЕМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Ледовый тип современного литогенеза локализуется только либо на континентальных массивах высоких широт, например в Гренландии, на Антарктиде и крупных островах, либо на вершинах гор выше снеговой линии.

Основным признаком ледовых областей является их низкая средняя температура года, обычно ниже 0°, сопровождающаяся отсутствием заметной деятельности воды в жидкой фазе; вода активна здесь практически лишь в твердом состоянии. Низкая температура вызывает вместе с тем подавление химических процессов выветривания и осаждения веществ из растворов. Они не замирают совсем, но протекают столь слабо, что требуются специальные усилия, чтобы их установить и проследить. Также резко подавлена и жизнедеятельность организмов.

В таких условиях седиментогенез приобретает весьма специфические черты. Осадочный материал поставляется в первую очередь механическим (морозным) выветриванием скал, не покрытых льдом (или снегом); сам ледник, медленно передвигаясь, отрывает от ложа выступающие участки и уносит обломки с собой; при наличии же в области оледенения вулканов пепловый и более грубый материал, выбрасываемый ими, выпадает на поверхности ледника, смешивается с собственно

терригенным и служит дополнительным источником ледового осадкообразования. При всем различии этих способов мобилизации осадочного материала их объединяет то, что все они элементарно простые и механические: механическое выветривание, механическая денудация, механический вынос механически же раздробленных частиц вулканической пыли.

Перенос материала, получаемого ледником, осуществляется в подавляющей массе самим же льдом, медленно перетекающим с возвышенных мест к понижениям. Вода в жидком состоянии, в виде подледниковых рек, имеет вполне подчиненное значение и захватывает лишь небольшую долю переносимого ледником материала. Это доминирование льда как транспортирующего агента обусловливает значительную механическую обработку переносимых обломков и вместе с тем отсутствие сколько-нибудь выраженной их сортировки, механического фракционирования, что составляет одну из характернейших черт ледового типа осадочного процесса.

Поскольку ледник покоится на мерзлом грунте большей или меньшей мощности, где вода также находится в твердой фазе, в мерзлой части ледовых осадков стадия диагенеза, как период физико-химического уравновешивания их составных частей, практически отсутствует; она подавлена здесь низкой температурой среды, исключающей сколько-нибудь заметное течение химических и биологических процессов.

В общем от других климатических типов литогенеза ледовый тип отличается своей примитивностью, бедностью форм и соответственно монотонностью несортированных обломочных осадков (морена, озы, друмлины).

VI. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП СОВРЕМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Современный вулканогенно-осадочный тип литогенеза изучен пока несравненно слабее, чем гумидный и аридный; поэтому мы коснемся здесь только основных, наиболее существенных его черт.

Почти все, что известно о вулканогенно-осадочном типе, связано с его наземной формой; о том, как протекает современный подводный вулканизм, можно только догадываться.

Проявления вулканизма вообще, по старым данным К. Саппера (Sapper, 1927), сосредоточены в трех областях. В Атлантическо-Индийской области, обнимающей океаническое дно (т. е. погруженные древние платформы) и прилегающие к океанам участки континентов (тоже в подавляющей массе платформенного типа), общее число действовавших с 1500 г. вулканов — 97, а объемы извергнутого ими материала составляют: для лавы — 30 $км^3$, для рыхлых продуктов — 16—17 $км^3$.

Обрамление Тихого океана в виде островных дуг и прилегающих к океану молодых (кайнозойских) складчатых сооружений насчитывает 339 действующих вулканов, которые извергли 10 $км^3$ лавы и 314 $км^3$ рыхлых продуктов.

Во внутренних частях Тихого океана К. Саппер насчитал 14 действующих вулканов, извергнувших 10 $км^3$ лавы и небольшую массу пеплов.

К настоящему времени число зарегистрированных вулканов достигло более 500, но общая локализация их осталась прежней: подавляющая масса приходится на зону островных дуг, которые считаются аналогами древних геосинклинальных зон. Осталось и резкое преобладание эксплозий над эффузиями. На платформы приходится мало вулканов и продуктов их деятельности, а на океаническое дно и того меньше, хотя здесь, возможно, просто не хватает данных.

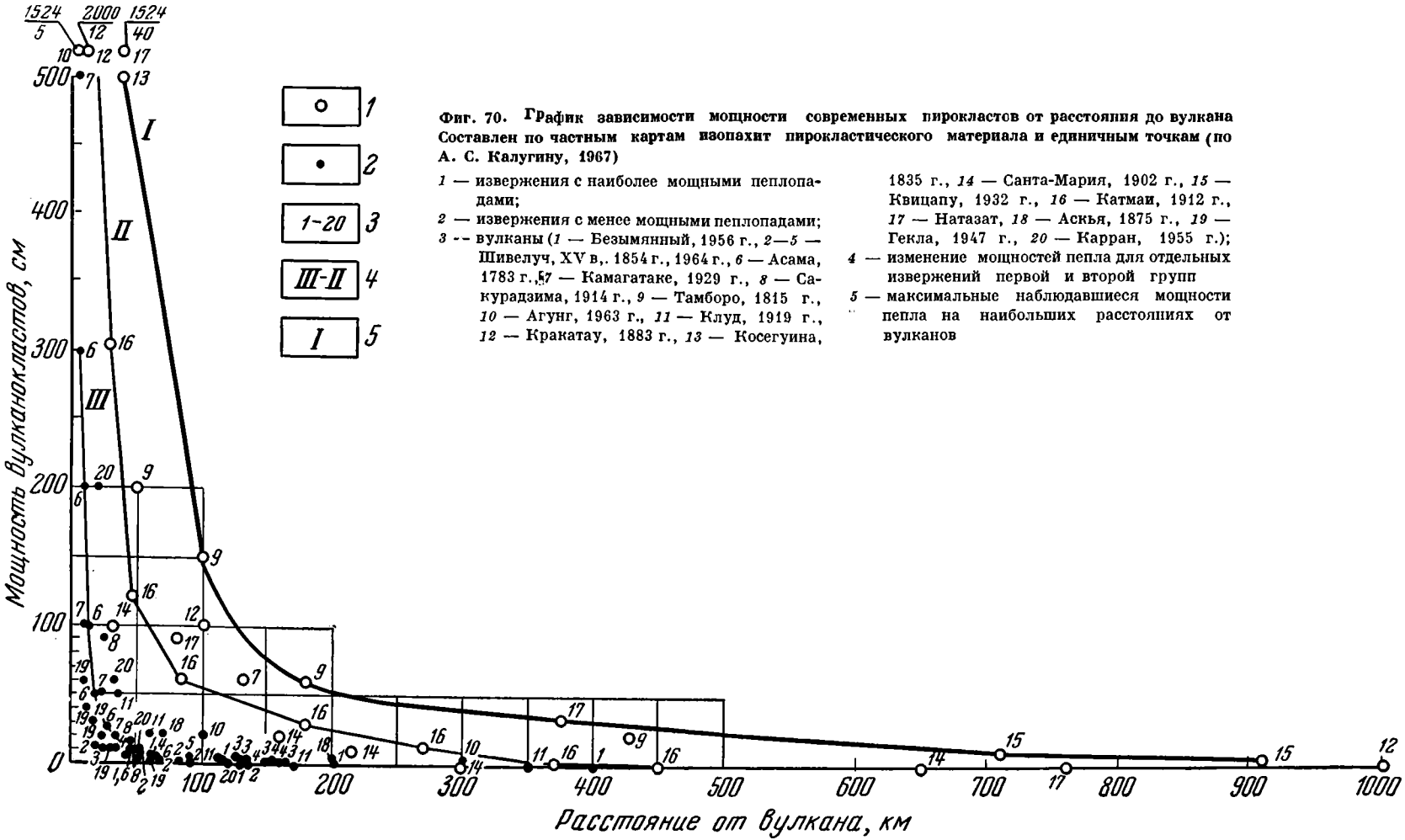
1. Распределение и состав продуктов наземного вулканизма

Одним из основных вопросов при изучении вулканогенно-осадочного процесса является вопрос о дальности разноса выбрасываемого вулканами материала. Пространственная ограниченность лавовых потоков известна. Известно также то, что пеплы, особенно тончайшие, могут разноситься на очень далекое расстояние, измеряемое тысячами и десятками тысяч километров. Но как при этом распределяются *массы* пеплового материала, выяснилось лишь совсем недавно (Калугин, 1967). Оказалось, что «наибольшие мощности пепла, отложившегося за одно извержение, на расстоянии от вулкана в десятки километров могут достигнуть дециметров и метров, в сотнях километров — сантиметров и дециметров и в тысячах километров — миллиметров и сантиметров (фиг. 70). При этом слоем пепла мощностью до сантиметра покрываются площади до сотен тысяч, а мощностью более дециметра — до десятков тысяч квадратных километров» (Калугин, 1967, стр. 9). Все же, судя по этому графику, наибольшие пеплопады осуществляются на ограниченном расстоянии от очагов эксплозий, притом площадь их, как правило, резко вытянута в одном направлении соответственно розе господствующих ветров в период выпадения пепла. Из этого следует, что районы отложений собственно вулканогенно-осадочного типа на современном лике Земли имеют вид сравнительно ограниченных ареалов (см. фиг. 49).

В процессе извержения вулканы выбрасывают газы. Преобладающую их часть составляет вода (72—90%), затем — CO_2 (1—6%) и кислые дымы (HCl, SO_3'', H_2S) — в еще меньшем количестве, чем CO_2. В парообразном состоянии летят и все породообразующие элементы: Na, K, Ca, Mg, Al, Si, Fe, Mn и микроэлементы: Mo, Ni, Co, Cu, Pb, Zn и др. Наибольшее количество и разнообразие металлов свойственны горячей фумарольной стадии; в сольфатарах их меньше, а в низкотемпературных мофеттах летучие соединения металлов практически отсутствуют. Иначе говоря, массы их убывают по мере понижения температуры газовыделений.

В наземных вулканических постройках, изобилующих пепловым материалом, возникают сложно залегающие горизонты вадозных вод, которые в значительной мере улавливают эксгаляции, особенно легкорастворимые H_2S, HCl, SO_3^{2-}, CO_2. Возникают кислые гидротермы с разной температурой, высокой у содержащих HCl, менее кислые с $H_2S + SO_3^{2-}$ и еще менее кислые в случае мофетт. Эти гидротермы выщелачивают горизонты туфов, извлекая из них K, Na, Ca, Mg, Fe, Al и другие, которые затем выбрасываются из тела вулканической постройки, поступая в озерный или морской бассейн. Когда гидротермы сильнокислые, при впадении их в море возникают шлейфы мути, в составе которых К. К. Зеленовым и были установлены Al_2O_3 и Fe_2O_3. Возникает вопрос: как далеко от вулканического очага удаляются эти и другие гидротермальные компоненты? Материал для решения вопроса пока невелик, но показателен.

Одним из объектов исследования была кальдера о. Санторин и прилегающие к ней части Эгейского моря. Кальдера имеет овальную, несколько вытянутую меридионально форму и площадь, равную 83 *км*^{2}. Самый крупный остров Санторинской островной группы имеет серповидную форму и окружает кальдеру с южной, восточной и северной сторон. С запада кальдера сообщается с морем посредством трех радиальных каналов, которые отделяются друг от друга островами Терасия и Аспрониси. В кальдере три впадины, причем самая большая — северная — отличается и наибольшей глубиной в 380—390 *м*. В центре кальдеры расположены острова Палео Камени и Нео Камени, сложенные андезитовыми лавами.



Фиг. 70. График зависимости мощности современных пирокластов от расстояния до вулкана
Составлен по частным картам изопахит пирокластического материала и единичным точкам (по А. С. Калугину, 1967)

1 — извержения с наиболее мощными пеплопадами;
2 — извержения с менее мощными пеплопадами;
3 — вулканы (*1* — Безымянный, 1956 г., *2*—*5* — Шивелуч, XV в,. 1854 г., 1964 г., *6* — Асама, 1783 г., *7* — Камагатаке, 1929 г., *8* — Сакурадзима, 1914 г., *9* — Тамборо, 1815 г., *10* — Агунг, 1963 г., *11* — Клуд, 1919 г., *12* — Кракатау, 1883 г., *13* — Косегуина, 1835 г., *14* — Санта-Мария, 1902 г., *15* — Квицапу, 1932 г., *16* — Катмаи, 1912 г., *17* — Натазат, *18* — Аскья, 1875 г., *19* — Гекла, 1947 г., *20* — Карран, 1955 г.);
4 — изменение мощностей пепла для отдельных извержений первой и второй групп
5 — максимальные наблюдавшиеся мощности пепла на наибольших расстояниях от вулканов

Осадки кальдеры, изученные Г. Ю. Бутузовой (1966, 1968), образованы главным образом пепловым крупно- и мелкоалевритовым материалом, причем первый характерен для более мелководных участков, второй — для впадин.

В настоящее время вокруг о. Нео Камени, т. е. в центре кальдеры, имеется несколько участков, где локализованы выходы низкотемпературных гидротерм, богатых CO_2 и иногда с запахом H_2S. В одной из них еще Б. Хардером (в 1956—1957 гг.) было обнаружено значительное накопление Fe. Г. Ю. Бутузовой были посещены (в 1965 г.) эти участки и подтверждено наличие обильных железистых отложений, особенно обильных в бухте «А», где площадь железонакопления достигает 2000—2500 *м*^{2}, а пройденная мощность осадка — 25 *см*. В других бухтах железонакопление выражено слабо. В воде гидротермы бухты «А» З. В. Пушкиной определена концентрация Fe 0,4—2 *мг/л*. Содержание Fe_2O_3+FeO в рудном осадке колеблется от 37,21 до 49,26%. Характерной особенностью рудных осадков являются низкие содержания Mn и малых элементов (V, Ni и Cu); бора, наоборот, много — 0,26—0,64%.

В осадках собственно Санторинской кальдеры Fe содержится около 5%, но в мелкоалевритовых илах северной кальдеры оно достигает в самом верхнем слое 17,54%, в более низких (1,5—15 *см*) — 1—6%. Распределение содержаний Mn повторяет то, что наблюдается у Fe; в песках и крупных алевритах марганца 0,18—0,16%, но в мелкоалевритовых илах северной впадины достигает 0,33—0,69%.

В закальдерных отложениях вблизи островов, где есть примесь пеплового материала, Fe около 5% и Mn менее 0,15%; в распределении Mn по типам пород наблюдается обычное возрастание по мере утоньшения осадка.

Сказанное позволяет оценить пространственно влияние гидротерм на осадконакопление в кальдере. Выносимое ими Fe в очень большой степени осаждается тут же, в непосредственной близости от выхода гидротерм; удержавшиеся от осаждения хлопья разносятся волнениями и течениями и, наконец, сгружаются в котловинах, особенно наибольшей — северной. Mn, как элемент более подвижный геохимически, в пунктах образования железорудного осадка практически не переходит в твердую фазу. Это осуществляется позже, на бóльшем расстоянии от выхода гидротерм, и его твердая фаза поэтому избыточно (против Fe) обогащает впадины, особенно северную.

Так как пепловые зерна всегда одеты железистой рубашкой, был разработан метод растворения этой «рубашки», не затрагивая пирокластического зерна. Растворенные Fe и Mn считались гидротермальными, оставшиеся в зерне — пирокластическими. Оказалось, что и Fe и Mn в осадке в большой степени гидротермальные, причем содержание гидротермального железа в самых тонких образцах кальдерных илов составляет 54—65% валового, а у марганца — даже 80—87%.

За пределами кальдеры осадки серые, и, стало быть, влияние гидротерм здесь уже не сказывается, что подтверждается и анализами. Fe и Mn здесь внесены в осадок пирокластикой.

Таким образом, о. Санторин в чрезвычайно яркой форме показывает необычайно малую подвижность растворенного материала гидротерм. Он практически весь остается в пределах акватории кальдеры площадью в 83 *км*^{2}, хотя вода кальдеры свободно сообщается с закальдерным пространством.

Другим примером являются осадки Охотского моря. Вдоль северного побережья они возникают за счет только терригенного материала, поступающего с водосборов. На юге, у Курильских островов, обломочный материал почти целиком вулканогенный.

На карте распределения Fe, Mn и микроэлементов были выделены две полосы песков и крупных алевритов, одна из которых примыкает к северному побережью моря, другая — в прикурильской зоне, а затем высчитаны средние содержания элементов в этих осадках (табл. 36).

Таблица 36

Сравнение содержаний элементов в песках и крупных алевритах Северной и Прикурильской зон Охотского моря

Зона	Fe	Mn	P	Ti	V	Cr	W	Cu	Ni	Mo	Co
	%				10^{-4} %						
Северная . . .	2,45	0,042	0,076	0,38	91	55	15	19,4	20	0,36	4,3
Прикурильская	6,23	0,150	0,073	0,54	206	34	21,4	20	30	0,80	6,5

Обогащение прикурильских песков и крупных алевритов рядом элементов весьма отчетливо. Но нужно иметь в виду, что ни в песках, ни в крупных алевритах при изучении их В. П. Петелиным не было обнаружено каких-либо минеральных новообразований, с которыми можно было бы связать это обогащение. Вулканогенный материал представлен только пирокластикой, кристаллокластическими и литокластическими компонентами. Стало быть, *именно с этой твердой фазой вулканогенного материала и надлежит связывать обогащенность осадка железом, марганцем и микроэлементами.*

Иначе обстоит дело с тонкозернистыми осадками (табл. 37).

Таблица 37

Содержание элементов в тонкозернистых осадках Северной и Прикурильской зон Охотского моря

Зона	Fe	Mn	P	Ti	V	Cr	W	Cu	Ni	Mo	Co
	%				10^{-4} %						
Северная	3,11	0,033	0,114	0,40	120,4	55	19,4	30	35	1,17	5
Прикурильская	3,55	0,226	0,071	0,52	103	34	20,1	33	50	1,39	6

Как видим, лишь пять элементов — Fe, Mn, Ti, Mo, Ni — отчетливо обогащают осадки южной полосы, причем само обогащение незначительно: Fe — 14%; Mo — 20%; Ti — 30%; Ni — 43% от общего содержания их в осадках северной полосы. То, что в песках и алевритах было нижней границей обогащения (43%), у тонкозернистых илов является верхней границей, нижняя же втрое меньше. Содержания W, Cu, Co в осадках северной и прикурильской зон различаются столь незначительно, что трудно считать разницу реальной. Что касается V, Cr, P, то их содержания в тонкозернистых осадках прикурильской полосы даже меньше.

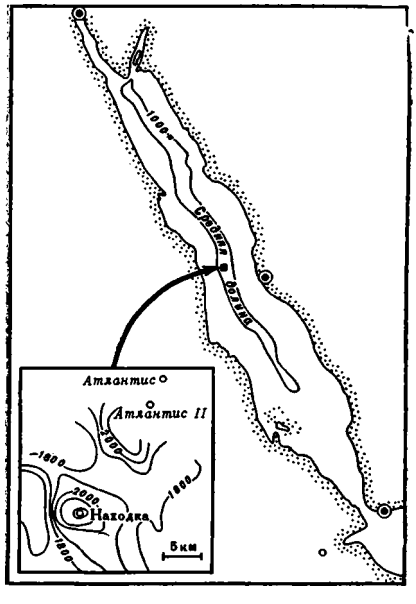
Как трактовать эти факты? Следует ли приписать обогащенность тонкозернистых отложений прикурильской зоны действию гидротерм только? Или также влиянию пирокластического материала, который все же принимает участие в сложении и тонкозернистых отложений? Если даже принимать влияние гидротерм, то пай их несомненно гораздо меньше тех 14—43%, какие были указаны выше. Вероятно, *немногие проценты от общего содержания в илах даже обогащающих элементов —*

вот то, что *условно* может быть приписано выносу гидротерм у Курил. Повторяю, *условно*, ибо *достоверные следы их влияния в тонкозернистых осадках вообще уловить невозможно.* Добавлю, что никаких следов свободного Al_2O_3, который в больших количествах выносится, по расчетам К. К. Зеленова, в осадках Охотского моря вообще никто еще не обнаружил. Очевидно, по сравнению с обычным терригенным материалом, поступающим в это море, гидротермального Al_2O_3 так мало, что он просто пропадает и становится неуловимым среди терригенных частиц.

Оба рассмотренных примера согласно говорят о том, что среди разных видов материала, выбрасываемого наземными вулканами, наибольшей мобильностью обладает пепел; гидротермальный же материал либо садится вблизи выходов гидротерм, образуя здесь скопления, либо, если условия интенсивного волнения не разрешают такой садки, рассеивается среди водной массы и в силу ничтожности своих масс перестает сколько-нибудь уловимо влиять на геохимию осадка. Такое влияние оказывает только пирокластика, ибо ее достаточно много, но и ее действие улавливается главным образом в ближайшем соседстве с вулканами. В отдалении от них и воздействие пирокластики резко сокращается.

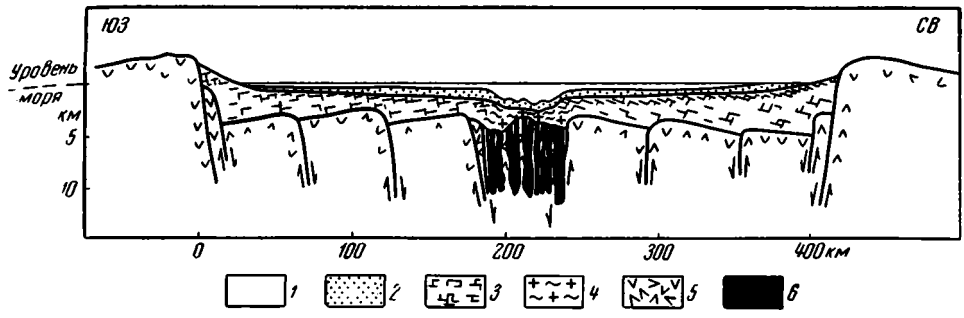
2. Некоторые черты современного подводного вулканизма

Опираясь на морфологию современных подводно-морских вулканов, даже когда они находятся на дне океанов, автор пришел к выводу (1963—1965), что подводные извержения вулканов происходят принципиально в тех же формах (эффузии, эксплозии и их разнообразные сочетания), что и наземные извержения; различия касаются лишь ряда деталей. В частности, разнос пирокластического материала при подводных извержениях пространственно меньше, чем при наземных; так как эксгаляции при подводных извержениях поступают непосредственно в воду, разница между ними и гидротермами стирается, исчезает в тем большей степени, чем глубже под водой находится очаг извержений. Самый генезис гидротерм у наземных и подводных вулканов, вероятно, иной: в первом случае гидротермы представляют собой в основном вадозные воды, насыщенные газами, идущими из глубин вулканического очага и разрушающе действующие на лавы и туфы («отбеленные зоны»), во втором — это в подавляющей части ювенильные воды, поступающие из глубинного магматического очага и выносящие вверх продукты магматической дифференциации в этом очаге.



Фиг. 71. Местоположение депрессий с горячими рассолами (по A. Miller a. oth., 1966)
Изобаты в *м*

Мы не знаем достоверно того, как и насколько сильно влияет на осадки современный подводный вулканизм. Но учитывая, что возможности переноса пирокластического и гидротермального материала в воде, особенно глубокой и малоподвижной, многократно меньше возможностей для



Фиг. 72. Схематический поперечный профиль через Красное море (по A. Miller a. oth., 1966)

1 — вода; *2* — кораллы, неконсолидированные осадки; *3* — карбонатные и эвапоритовые отложения; *4* — осадки, вулканиты; *5* — породы щита; *6* — основные интрузивные породы

субаэрального вулканизма, следует полагать, что *зона воздействия подводных вулканов еще ограниченней и еще больше жмется к вулканическому очагу, чем у вулканов наземных.*

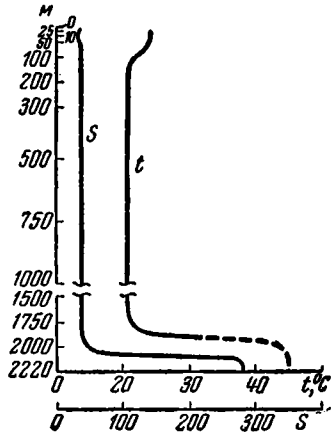
До недавнего времени этой догадкой собственно и исчерпывалось все, что можно было сказать о современном подводном вулканизме. Но с обнаружением горячих соленых вод в Красном море была получена первая возможность увидеть, что происходит на выходах гидротерм в глубоком море. И хотя данные об этом интереснейшем явлении еще немногочисленны, их стоит здесь привести.

В средней части Красного моря почти по всей его длине проходит узкий желоб, глубины в котором достигают свыше 1500 *м*.

В 1964—1966 гг. английским исследовательским судном «Дисковери» и двумя американскими («Атлантис II» и «Чейн») были открыты в южной части желоба три впадины, названные по наименованию судов. Самой крупной из них является впадина Атлантис II, площадь которой приблизительно 100 $км^2$ (фиг. 71 и 72). Впадины имеют глубины свыше 2000 *м*.

Геологически срединный желоб Красного моря представляет собой рифтовый грабен, обязанный своим генезисом разломам в его срединной зоне; особенно отчетливо выражена эта природа желоба в южной части моря, где установлены сильные магнитные и положительные гравитационные аномалии (фиг. 71, 72). Эти данные, а также исследование дна методом отраженных сейсмических волн указывают, по А. Миллеру и др. (Miller a. oth., 1966), на наличие удлиненной магматической интрузии на небольшой глубине под осадком в южной части долины. По обеим сторонам срединного желоба геофизическими исследованиями установлена значительная мощность осадка. Буровая скважина у о. Даглак (16° с. ш.) прошла мощную (до 2000 м) толщу карбонатно-эвапоритовых пород, возраст которых датируется от миоцена до современности.

Все впадины заполнены сильно соленой водой с резко повышенной температурой: у Дисковери — 44,7° С при pH = 6,2 и солености 270 *г/л*; у Атлантис II — 56° С при pH = 5,3 и солености — 310 *г/л*, у впадины Чейн — 34° С. Мощность слоя горячей и соленой воды во впадинах около 150—200 *м* над дном (фиг. 73). Она лишена кислорода и содержит небольшое количество H_2S. Впадина, расположенная всего в нескольких километрах к югу от впадины Дисковери, оказалась заполненной нормальной красноморской водой. Точно так же и глубины в нескольких сотнях километров к северу и югу от впадин показали нормальную воду Красного моря. Таким образом, пока установлены всего три депрессии, заполненные горячей водой. Состав ее резко отличен от состава обычной морской воды (табл. 38).



Фиг. 73. Изменения температуры и солености наддонной воды по впадине Дисковери (по Войтову, 1967).
Соленость дана в *г/л*

Как видно из цифр, общая соленость воды в красноморских впадинах в 10 раз выше нормальной морской. В то же время содержание магния, сульфатов и брома относительно общей солености ниже обычных морских. В рассолах резко сконцентрированы тяжелые металлы. Содержание цинка, меди, железа и марганца в 1000—50 000 раз больше, чем их нормальные концентрации в морской воде; кремнезема в 200 раз больше, чем в морской воде.

Рассматривая осадки депрессий, выполненных горячей водой, отметим прежде всего, что температура их, по данным «Метеора», работавшего вслед за Атлантис II, на 5—10° выше, чем в покрывающей их воде. Самый характер отложений внутри впадин, видимо, изменчив, несмотря на малые их размеры. Верхняя часть колонки, длиной 60 *см*, взятой во впадине Дисковери, представляет собой бурый ил (ooze), в то время как

Таблица 38

Состав (в г/л) горячих рассолов Красного моря в сопоставлении с другими типами вод

Удельный вес и элементы	Средний состав морской воды	Рассол из впадины Атлантис II	Рассол из впадины Дисковери	Рассол из нефтеносных миоценовых отложений Луизианы *	Вода Мертвого моря **	Геотермальный рассол в скв. Imperial Valley, Калифорния ***
Уд. вес	1,027	1,196	1,141	1,153	1,23	1,264
Na	10,8	105	—	73,7	39,1	64
K	0,39	3,60	—	1,00	7,26	32
Mg	1,30	0,95	—	1,23	40,6	0,92
Ca	0,411	6,44	—	10,6	16,9	51
SO_4	2,72	1,14	—	0,18	0,47	0,071
Cl	19,5	195	126,7	143	212	234
Br	0,066	0,083	0,086	0,45	5,12	0,19
B	0,0047	0,013	0,008	0,011	0,022	0,66
Fe	1×10^{-6}	0,070	<0,001	0,058	<0,002	4,0
Mn	1×10^{-6}	0,086	0,022	0,035	0,004	2,5
Zn	5×10^{-6}	0,003	<0,001	0,006	<0,02	1,23
Cu	2×10^{-6}	0,001	<0,001	0,005	<0,0002	0,013
Ba	15×10^{-6}	0,0011	<0,004	0,020	0,022	0,25

* С глубины 2500 *м*, $t° = 87{,}5°$ С.
** Главные элементы — среднее для всего моря; редкие элементы с глубины 310 *м*.
*** С глубины 1595 *м*, $t°$ около 300° С.

в нижней — встречаются хрупкие, содержащие раковины фораминифер карбонатные осадки. В той же впадине советскими океанологами (в 1967 г.) взята колонка длиной 387 *см*. Верхняя ее часть сложена чередующимися прослоями глинистого ила и алевритово-глинистого ила преимущественно темно-серого, почти черного цвета. Большей частью илы не однородны, имеют прослои и линзы, отличающиеся по гранулометрическому составу и цвету от вмещающего их основного компонента. В интервале 190—194 *см* алевритово-глинистый ил имеет комковатую структуру. Такой же структуры глинистый ил в интервале 241—251 *см*. Ниже, от 251 до 387 см, глинистый ил имеет цвет от светло-коричневого до темно-коричневого различных оттенков, с многочисленными четко выделяющимися по цвету мелкими прослоями (0,2—5 *см* мощности). В интервале 279—285 *см* находится алевритово-глинистый ил грязно-зеленого цвета, обогащенный органикой. Через каждые 1—2 *см* выделяются полоски, окрашенные в разные оттенки зеленого цвета. Во впадине Атлантис II, по А. Миллеру (Miller a. oth., 1966), колонка длиной 2 *м* сложена в свежем состоянии черным илом (ooze), превращающимся в коричневый при высыхании; свежий ил не магнитен, высушенный при 60° С — сильно магнитен. В другой колонке, взятой на склоне впадины (в 130 *м* от дна ее), ил тонкослоистый и более плотный, чем на дне впадины, состоит главным образом из окислов железа. Во впадине Чейн Дегенсом и Россом взята колонка осадков длиной около 10 *м*. Грунты оказались здесь необычайно пестрыми по окраске — белыми, черными, красными, зелеными, желтыми. Судя по описаниям в работе названных исследователей (Degens a. Ross, 1967), аналогичные пестрые илы имеются и в других впадинах. Химико-минералогический состав осадков изучен пока только в первом приближении. По данным рентгенометрии, в сухом осадке из впадины Атлантис II, предварительно отмытом от растворимых солей, обнаружены плохо окристаллизованные окислы железа (60—80%), аморфный кремнезем (10%), сидерито-родохрозит (10%), пирит и марказит (от следов до <5%), сфалерит (от <3 до 7—8%), монтмориллонит, кварц, ангидрит, кальцит. В колонке из впадины Дисковери — гематит и аморфные окислы железа (40%), кальцит (15%), доломит (10%), полевой шпат, монтмориллонит, хлорит, кварц и др.; *сульфидов нет*. В колонке из впадины Чейн вновь появляются сульфиды.

Таблица 39

Содержание малых элементов в осадках впадины Атлантис II

Элементы	Ст. 543 (дно впадины)			Склон впадины, 97 *см*
	0—15 *см*	43—51 *см*	2 *м*	
Вес сухого осадка (в % от влажного)	10,8	6,6	13,8	13,5
MnO	0,23	0,74	1,3	0,13
CoO	0,017	—	<0,004	0,02
ZnO	2,4	6,2	1,8	0,025
CdO	0,02	0,04	<0,01	<0,01
CuO	0,36	0,57	0,28	0,74
BaO	0,024	0,045	<0,0025	~0,002

Частичный химический анализ образца из Атлантис II дал 56,6% Fe_2O_3. Количественный же спектральный анализ образцов на малые элементы в обеих станциях из той же впадины показал такие содержания их (табл. 39).

Полуколичественным анализом установлено наличие многих других микроэлементов, среди которых особенно большие содержания показал свинец — 0,15% и молибден — 0,02%.

Резюмируя проведенные исследования, А. Миллер (Miller a. oth., 1966) считает установленными следующие факты: «а) аномальные богатые железом осадки найдены *только на дне и склонах впадин, в то время как другие площади дна Красного моря содержат только богатые известью отложения;* б) необычно высокие концентрации металлов, обогащающих осадки, найдены также и в рассолах (выполняющих впадины. — *Н. С.*); в) осадки имеют гелеобразный вид, пропитаны большим количеством рассолов; это указывает, что бо́льшая часть осадка химически выпала из растворов; г) очень высокие температуры рассолов во впадинах требуют специальных источников тепла для компенсации потерь его вверх, благодаря теплопроводности и разнообразной конвекции; д) в осадках были установлены температуры на 5—10° С больше, чем в рассолах. Отсюда вытекает, что *рассолы и металлоносные отложения* имеют общее происхождение и что любая теория должна объяснять оба эти явления» (Miller a. oth., 1966, стр. 355).

Генезис горячих рассолов достоверно не установлен. Они могут быть и рассолами, подогретыми на глубине эвапоритовой толщи, установленной скважиной на о. Далгар, но могут быть и собственно вулканогенными гидротермами, поднимающимися вверх от интрузии, залегающей на небольшой глубине под уровнем дна южной части срединной долины Красного моря. Возможно, наконец, совместное действие обоих факторов: гидротермальные воды от магматической интрузии, несущие с собой много Fe, Mn, SiO_2, Zn, Pb, Cu, проходя через эвапоритовую толщу, повышают концентрацию растворенных солей и превращаются в своеобразные рассолы, заполняющие котловины; *парагенез перечисленных элементов как раз очень характерен именно для магматических гидротерм.*

Если это действительно так, то обнаружение горячих рассолов на дне Красного моря имеет крупное принципиальное значение в двух направлениях. Во-первых, оно *открывает собой новый тип осадочных накоплений, которые связаны с гидротермами не вулканического, а плутонического генезиса, не сопровождаемыми ни эффузиями, ни эксплозиями, ни какими-либо другими типично поверхностными проявлениями вулканизма.* Во-вторых, подобно своим поверхностным аналогам *этот плутоногенный тип накоплений уходит весьма недалеко от мест высачивания гидротерм, как это явствует из вышеизложенного.* Последнее обстоятельство должно быть особенно подчеркнуто, ибо недавно в нашей литературе появилась трактовка металлоносных отложений впадин Красного моря с горячими рассолами в качестве так называемых отдаленно-вулканогенных рудных формаций (Яншин, 1968). При этом указывается, что ныне действующие вулканы находятся на островах Зубейр, Зукур, Перим и других, удаленных на 700—1000 *км* от месторождения горячих источников в Красном море. Такое понимание красноморских металлоносных отложений, однако, *совершенно неправомерно.* Более высокая температура осадков сравнительно с температурой рассола бесспорно доказывает, что *растворы идут снизу, а не откуда-то латерально, как это допускалось Н. С. Шатским для отдаленно-вулканогенных рудных формаций.* К тому же нигде за пределами котловин Атлантис, Дисковери, Чейн в наддонной воде Красного моря нет даже и признаков перемещения гидротермальных вод от указываемых А. Л. Яншиным действующих вулканов Зубейр, Зукур и других к местам образования рудных накоплений. Таким образом, трактовка А. Л. Яншиным *металлоносных отложений во впадинах с горячей соленой водой в качестве отдаленно-вулканогенных не имеет опоры ни в опубликованном фактическом материале по Красному морю, ни в представлениях Н. С. Шатского о существе и механизме образования отдаленно-*

вулканогенных формаций. Вместе с тем эта трактовка меняет смысл отдаленно-вулканогенных рудных формаций, делая их *чисто географическим понятием*, вместо *генетического*, предложенного Н. С. Шатским. *Все достоверно известное о вносе в современные моря металлов гидротермальными водами, каков бы ни был их генезис, согласно свидетельствует об очень незначительном удалении мест осаждения металлов от очага разгрузки этих вод.*

В настоящее время стали известны еще новые проявления вулканизма уже на дне океанов, в частности на срединно-океанических хребтах и свойственных им рифтовых зонах.

Так, К. Бостром и М. Петерсен (Böstrom, Petersen, 1969), работая на северной оконечности Срединного Тихоокеанского хребта между 12—14° ю. ш. и 90—140° з. д., обнаружили, что темно-коричневые глинистые осадки более глубоких частей дна при переходе на хребет становятся более светлыми коричневатыми и почти белыми благодаря увеличению их карбонатности. Но на самом гребне хребта, там, где тепловой поток со дна достигает максимума, осадки вновь становятся темно-коричневыми с низким содержанием $CaCO_3$, *хотя они находятся выше критической для карбонатов глубины.* Некарбонатная фракция осадков состоит главным образом из коричневого коллоидального вещества. Химический анализ показал, что осадки, отвечающие зоне максимального теплового потока, резко обогащены железом, марганцем, мышьяком, ванадием и бором, сравнительно с осадками соседних мест. Так, содержание железа в пересчете на бескарбонатное вещество колеблется от 8 до 22,6%, марганца — от 1,0 до 8,8%; мышьяка — от 30 до 400×10^{-4}%; ванадия — 280—650×10^{-4}%; бора — 210—830×10^{-4}%. Учитывая тектоническую активность рифтовых зон и интенсивность в них теплового потока, авторы справедливо считают, что избыточное обогащение осадка на самом хребте названными компонентами обусловлено эксгаляциями, идущими со значительных глубин коры. Очень существенно, что пепловый материал в изученных пробах отсутствует и воздействие глубин на осадконакопление проявляется только через газовую фазу. Подчеркнем, что отложения на гребне описанного участка Срединного Тихоокеанского хребта *очень бедны алюминием.*

Другой такой же случай обнаружен Л. В. Дмитриевым, В. Л. Барсуковым и Г. Б. Удинцевым в Атлантическом океане, в районе Азорских островов, и относится к области Срединого Атлантического хребта и его рифтовой зоны. «Здесь, — пишут авторы, — со дна и со склонов широтного ущелья, пересекающего хребет и смещающего рифтовую зону в широтном направлении, подняты были драгой многочисленные обломки пород, свидетельствующих о вулканической и гидротермальной деятельности, сопровождающейся привносом рудных компонентов. Среди пород, представляющих блок мантийного субстрата, преобладают обломки сильно катаклазированных и серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов, подверженные вдоль зон дробления интенсивному метасоматическому замещению кальцитом, анкеритом и хлоритом. В этих породах устанавливается повышенное содержание свинца, цинка, меди, серебра, ртути, а также хрома, ванадия, кобальта и никеля, иногда олова и бериллия. Особенно высокие концентрации этих элементов обнаружены в кальцитовых прожилках, выполняющих трещины и зияющие полости в серпентинитах (табл. 40)...

...В колонке глинистых осадков, перекрывающих перидотиты в широтном ущелье, отмечается несколько пропластков пирокластического и пеплового материала, фиксирующих периоды активизации тектонической деятельности и вулканизма. Эти прослои осадков, а также участки ила, подстилающего и перекрывающего эти прослои, характеризуются повышенным содержанием Na_2O, K_2O, а также ртути, серебра, свинца и других

рудных элементов-примесей». В изменении концентраций этих элементов вдоль колонки «отчетливо видно совпадение максимумов содержаний практически всех элементов для одних и тех же горизонтов. Эти данные, даже построенные на полуколичественных анализах, без сомнения свидетельствуют о периодическом привносе редких и рудных элементов, а также щелочей. При таком распределении содержаний этих элементов не может быть и речи о заимствовании их из океанической воды ...

Таблица 40

Содержание (в *г/т*) некоторых элементов в коренных породах и минералах ст. 432

Образец		Hg	Zn	Cu	Sn	Pb
Серпентинизированный гарцбургит	Д 1/3	0,260	1800	121	6	10
То же	Д 3/3	0,110	1600	56	20	Следы
»	Д 3/6	0,108	1000	57	Следы	»
»	Д 3/11	0,200	600	120	»	»
Прожилки кальцита	Д 3/10	0,120	Следы	100	»	»
То же	Д 3/9	0,092	»	70	2	»
Кальцит с киноварью	Д 3/14	1,800	2000	Не определялись		
Кальцит из шлиха	Д 3/13б	0,400	200	»		
Шлих, тяжелая фракция	Д 3/13	0,800	12000	120	100	200
Шлих, легкая фракция	Д 3/12	1,000	19000	500	300	500
Шлих неразобранный	Д 5/12	372	Следы	300	300	700

... Чрезвычайно интересно отметить, что наряду с привносом типичных „гидротермальных“ элементов — серебра, свинца, ртути, олова осуществляется привнос и сидерофильных элементов — никеля, кобальта, хрома и ванадия, элементов ультраосновных пород. Это важное обстоятельство подтверждает представление о том, что источник рудного вещества лежит в перидотитовом блоке, уходящем корнями в мантию, и в ходе вулканизма и последующего гидротермального процесса происходит вынос из мантии этих элементов» (Дмитриев и др., 1970, стр. 939—941).

В рейсах «Витязя» 1965 г. и «Академика Курчатова» в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта прямоточной трубкой было поднято несколько обломков гидротермально измененных ультраосновных пород с прожилками сульфидов до 1—2 *мм*. Сульфиды состояли главным образом из халькопирита с примесью пирита; местами халькопирит замещается гидроокислами железа, развитыми как в зальбандах, так и в секущих прожилках.

Спектральным анализом в сульфидных прожилках определено более 5% меди и железа, десятые доли процента цинка и марганца, сотые доли — молибдена, кобальта и ванадия, тысячные доли — серебра, никеля, свинца, ниобия и скандия (Батурин и др., 1970).

Совокупность этих, пока ограниченных количественно данных показывает, что *рифтовые зоны дна океанов действительно являются участками, в которых имеются каналы, подводящие гидротермы и эксгаляции из глубин коры.* При этом часть подводимого материала успевает осесть еще в путях глубинной миграции (как в северной зоне Аравийско-Индийского хребта, отчасти и у Азорских островов), но некоторая доля доходит

и до поверхности дна океана и, высачиваясь в наддонную воду, то слегка обогащает осадки некоторыми элементами (случай, описанный Бостромом и Петерсеном), то порождает рудные месторождения крупного значения, как в рифтовой зоне Красного моря. Судя по имеющимся данным, глубинные гидротермы, однако, не уходят далеко от мест их высачивания и осаждают свой груз вблизи своего выхода.

3. О роли вулканогенно-осадочного литогенеза в общем современном породообразовании

Поскольку источник веществ в вулканогенно-осадочном типе литогенеза принципиально иной, чем в других типах, естественно выяснить их количественные соотношения. Этот вопрос может быть решен сейчас только приближенно и только в отношении пирокластического (пеплового) и лавового материала. Не вдаваясь в детали, отмечу, что вероятная масса вулканического материала, ежегодно поступающего на поверхность Земли, была оценена автором этих строк в $2—6\times10^9$ *т* (Страхов, 1963). Близкая величина принята недавно и вулканологом Е. К. Мархининым (1967) — 3×10^9 *т*. Сопоставляя ее с выносом экзогенным (по Г. В. Лопатину, 1950, — $17{,}5\times10^9$ *т*, по А. Полдеварту, 1957, — $41{,}2\times\times10^9$ *т*), видим, что вулканический материал составляет сравнительно с экзогенным всего от $^1/_3$ до $^1/_7$. Эти величины и можно, впредь до новых более точных подсчетов, принять в качестве мерила роли современного вулканогенно-осадочного литогенеза сравнительно с тремя другими климатическими его типами.

Что касается роли гидротерм и эксгаляций, то учет их влияния на морскую воду и на рудообразование пока не поддается объективному решению. Но если учесть, что гидротермы и эксгаляции по массе составляют не более 2—3% пирокластики, и что ни наддонная вода даже вблизи вулканических островов, ни поровая вода поверхностных и более глубоких горизонтов океанических отложений не несут уловимых следов воздействия гидротерм или эксгаляций, то приходится принимать в качестве рабочей гипотезы, что эти формы проявления вулканизма играют даже еще меньшую роль в геохимии современных океанов, чем пирокластика.

VII. СВЯЗЬ СОВРЕМЕННЫХ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА С ОБЩЕЙ ЖИЗНЬЮ ВНЕШНИХ ГЕОСФЕР

Ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный типы литогенеза, вместе взятые, образуют глобальную картину современного осадочного процесса, как единого целого. Естественно, встает вопрос: что контролирует их размещение на поверхности Земли? Он был детально рассмотрен автором в 1960 г. Оказалось, что локализация климатических типов осадочного процесса в современный геологический момент контролируется глобальной циркуляцией атмосферы. В экваториальной зоне поднимающийся вверх и охлаждающийся воздух порождает обилие дождей и одновременно наиболее развитую модификацию гумидного типа литогенеза. В зонах барических максимумов, окаймляющих тропическую влажную зону с севера (20—35° с. ш.) и юга (20—35° ю. ш.), где сухой воздух высоких слоев атмосферы частично опускается вниз, возникают зоны аридного климата. В средних и высоких широтах, вне аридных полос, где имеется взаимодействие тяжелых и влажных воздушных масс приполярных участков с более теплым воздухом сухих областей (зона циклонов), вновь возрождается гумидный тип

литогенеза, но в менее отчетливой форме, так сказать, недоразвитой, особенно по мере перехода в более высокие широты. Интразональный вулканогенно-осадочный тип литогенеза локализован на наиболее подвижных и проницаемых для магмы участках литосферы, в настоящее время главным образом по периферии океанов (особенно Тихого) и частично в их внутренних областях.

Тем самым современное осадкообразование в целом оказывается органически связанным с жизнью поверхностных геосфер вообще; оно обусловлено частью физическими (температура, влажность), частью астрономическими факторами (наклон земной оси к плоскости эклиптики). Именно это обстоятельство и позволяет методически правильно и плодотворно использовать *современное осадкообразование в качестве модели при анализе литогенеза прошлых геологических эпох.* Понятно, что модель в данном случае не может быть прокрустовым ложем, в которое во что бы то ни стало вгоняются формы породообразования прежних времен. Но она может навести на понимание многого, что происходило в этом прошлом, и заполнить, с должными, конечно, коррективами, те огромные пробелы, какие существуют в познании литогенеза прошлых эпох из-за неполноты геологической летописи и, прежде всего, из-за того, что седиментация на площадях океанов нам недоступна для всех геологических периодов [1].

Возможность связать типы современного литогенеза с чисто физическими факторами, господствующими на разных участках земной коры (температура, влажность) и с астрономическими особенностями земного шара в целом (наклон оси вращения), с жизнью атмосферы и литосферы и является тем новым, что принципиально отличает теорию типов современного литогенеза от всех предыдущих попыток создания литологической теории, которые учитывали практически только тектонический фактор, игнорируя циркуляцию атмосферы и создаваемый ею климатический режим на разных широтах.

Наличие указанной связи помогает правильно ориентироваться в вопросе: не существует ли большее число типов современного литогенеза? Не следует ли сделать сами типы более мелкими и ввести переходные типы? Этот вопрос стоял перед автором, когда он приступал к разработке теории литогенеза. Несмотря на внешнюю привлекательность высказанных предположений, они все же были оставлены по следующим соображениям.

Развитие теории литогенеза требует, чтобы типы его были четкими, хорошо отличающимися друг от друга и в то же время не застывшими, а видоизменяющимися в пределах площади своего развития, а также достаточно увязанными с общей жизнью Земли. Ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный типы, вместе взятые, думается мне, как раз и удовлетворяют этим требованиям. *Они необходимы и вместе достаточны как для выявления главных региональных форм осадочного породообразования, как единого глобального целого, так и для обнаружения даже мелких его вариаций в пределах площадей развития каждого типа, в конкретных ландшафтно-тектонических условиях, порождающих парагенезы пород.* Они хорошо увязываются и с общей жизнью Земли как планеты. Представим себе, однако, что мы все же пошли на увеличение числа типов. За счет чего это можно сделать? Очевидно, за счет превращения локальных модификаций каждого из четырех типов в самостоятельный тип. Известно, что гумидный тип, например, приобретает

---

[1] Бурение на дне Атлантического и Тихого океанов, проведенное американскими учеными в 1968 г., когда эта книга уже была написана, является первым шагом в познании древней океанической седиментации. — *Н. С.*

некоторые (немногие) специфические черты в зоне тропического влажного, умеренного и холодного влажного климатов. То же имеет место на отдельных участках развития и других типов. Допустим, что мы превратим эти локальные модификации в самостоятельные типы; что из этого последует? При возрастании числа типов каждый из них неизбежно измельчает, четкость различия между типами исчезнет: напротив, возникнет слишком много общих черт между отдельными типами, и станет необходимым объединение их в некоторые родственные группы. В то же время каждый мелкий по объему тип неизбежно превратится в нечто застывшее и неизменное в пределах площади своего развития, определить которую, особенно для древних эпох, станет достаточно затруднительным. Одновременно связи каждого типа с общей жизнью Земли также станут неясными и трудно уловимыми. Понятно, что от многообразия типов с такими особенностями разработка литологической теории может только пострадать. Вот почему после длительного анализа проблемы типизации осадочного породообразования автор пришел к заключению, что *путь раздробления четырех типов на многочисленные типы принципиально неправилен и что ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный типы, как они кратко описаны выше, создают достаточную базу для создания детальной теории литогенеза.*

Но в таком случае возникает новый вопрос: не является ли недостатком предложенной типизации то, что выделение типов в ней произведено по двум признакам: три обособлены по климатическим условиям, один — по тектоническому режиму. Но ведь литогенез, как природный процесс, сам находится под воздействием двух генетически разных групп факторов — экзогенных и эндогенных. Учет разной роли этих факторов при обособлении каждого типа и приводит к тому, что три типа оказываются климатическими (экзогенными), один — тектоническим (эндогенным). *Двойственный характер типов отражает в данном случае лишь сложную и двойственную природу самого литогенеза в целом, который никак не уложить ни в какую типизацию, построенную на привнесенном извне «едином принципе».*

Для правильного понимания природной ситуации необходимо иметь в виду еще следующее существенное обстоятельство. Типы литогенеза в природе не отделены друг от друга непроницаемыми перегородками. Процессы, совершающиеся на территории одного типа, благодаря действию атмосферы и движущейся воды сказываются иногда на осадках соседнего — другого типа. Это хорошо видно на фиг. 49.

Льды, сползающие с области материкового оледенения, т. е. из области ледового литогенеза, продолжают некоторое время плавать и сбрасывать несомый ими материал уже в пределах гумидного литогенеза. Около северной и южной областей ледового литогенеза поэтому осадки гумидного типа приобретают ряд специфических особенностей — крупную гальку и зерна песка в тонких илах и т. д., которые появились здесь только под влиянием соседнего ледового типа. Эти отложения называют часто марино-гляциальными, т. е. ледово-морскими, но относятся они не к ледовому типу, как иногда полагают (А. Б. Ронов, А. П. Лисицын), а к гумидному, образуя высокоширотную его модификацию. Ибо все основные черты механизма седиментации (жидкая вода, обусловливающая механическую седиментацию, наличие биоса, содействующего биогенной садке кремнезема, $CaCO_3$, физико-химические процессы диагенеза) в марино-гляциальных отложениях совершенно те же, что в самых архитипичных гумидных. Из пустынь в прилегающие зоны гумидного литогенеза заносятся некоторые количества пыли, очень небольшие и также не отражающиеся на общем облике гумидных отложений. В то же время из гумидных зон (горизонтальных и вертикальных) в аридные реки заносят много твердых фаз и растворенных веществ.

Самые тонкие частицы пеплового материала при вулканических извержениях заносятся порой очень далеко и становятся частью, правда, весьма второстепенной, чисто терригенных гумидных отложений. И наоборот, в периоды затухания вулканизма на территорию его водой и ветром заносится материал экзогенного происхождения. Таким образом, как мне уже приходилось отмечать (1954), *между площадями развития разных типов литогенеза существует настоящий «обмен веществ»*. Обычно он происходит в ничтожной степени и не отражается на облике отложений, свойственных каждому типу. Но порой, особенно в пограничных между типами областях, он приобретает заметную силу, и тогда возникают своеобразные локальные модификации каждого типа. Особенно развиты они у гумидного типа (см. фиг. 49).

глава II

МЕХАНИЗМ ГУМИДНОГО ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

1. Общие замечания

Схема литогенеза современного изложена. Спрашивается, применима ли она к древнему осадконакоплению? Если применима, то каков стратиграфический интервал, для которого действительны современные формы и закономерности осадочного процесса, а отклонения имеют второстепенный характер и доступны достоверному анализу? И с какого стратиграфического рубежа эти отклонения становятся уже значительными и требуют существенных поправок к наведениям от современности? Длительные занятия геологией СССР и исторической геологией, которые автору пришлось вести в вузах до войны и в первые годы после войны, ознакомили его с обширным фактическим материалом, систематизация которого с указанной точки зрения показала, что *по крайней мере с конца силура, а вероятнее даже с конца рифея, осадкообразование на поверхности Земли в своих основных, решающих чертах протекало так же, как в современности: отклонения были второстепенными, причем последовательно обнаруживаются по мере углубления в глубь веков; смысл их объясним и понятен. В более древние эпохи осадконакопление* обнаруживает постепенно столь значительную специфику, что уже *все менее вписывается в схему современного литогенеза, да и истолкование отклонений становится делом все более трудным.* Таким образом, *современная сравнительно-литологическая теория древнего литогенеза есть теория лишь для последнего этапа длительной эволюции его, охватывающего последние примерно 500 млн. лет.* Докембрийский литогенез остается, по существу, пока вне этой теории и доступен лишь более или менее удачным логическим экстраполяциям от хорошо известного литогенеза последнего — послеальгонкского — этапа. В «Основах теории литогенеза» (1960—1962) автор почти не прибегал к таким экстраполяциям и только в работе 1963 г. рискнул нарисовать гипотетическую общую картину эволюции осадконакопления и внешних геосфер с первых моментов истории Земли доныне.

Имеется и еще одно существенное ограничение. Сравнительно-литологическая теория современного литогенеза есть теория глобальная. Она охватывает осадкообразование *на всем лике Земли* и связывает его с общей жизнью поверхностных геосфер (атмо-, гидро-, литосфера). Во все же послерифейское время литолог имеет дело практически лишь с породами, образовавшимися на современном континентальном блоке и так называемых континентальных островах. Как протекал осадочный процесс на площади океанов и насколько он был похож на современный,

до недавнего времени мы, по существу, не знали и могли о нем только догадываться. В настоящее время дело начинает меняться в результате бурения на дне океанов, проводимого американскими учеными. Первый опыт его был сделан еще в 1963 г. по проекту Mohole вблизи о. Гваделупы, причем скважина, пройдя 180 *м*, остановилась в базальте, подстилающем миоценовые отложения. С 1965 г. началось бурение на шельфе и склоне Мексиканского залива на глубинах от 180 до 550 *м*, причем скважины проникали в осадок до 300 *м*, вскрыв отложения от современных до плейстоценовых включительно. С 1968 г. началось систематическое структурное бурение на всех океанах с судна Glomar Challenger. Оно проходило с частичным отбором керна вблизи сейсмических отражающих поверхностей, предварительно установленных сейсмическим зондированием. Глубина проникновения в толщу осадков была от нескольких метров до 300 *м* и достигала иногда титона.

Опубликованных данных пока слишком мало для уверенного восстановления характера кайнозойской и мезозойской седиментации в океанах, но в общем вскрытые породы пока оказываются сходными с современными осадками.

Таким образом, сравнительно-литологическая теория литогенеза в целом в ее современном виде слагается из двух неравных частей: 1) глобальной схемы современного литогенеза, уже изложенной, и 2) схемы послерифейского осадочного породообразования на ограниченной площади современного континентального блока, которую предстоит изложить.

Среди четырех типов послерифейского породообразования наиболее изучены два — гумидный и аридный, гораздо меньше — вулканогенно-осадочный и едва намечен ледовый. В соответствии с этим их характеристика будет в дальнейшем неодинаково подробной.

2. Мобилизация и перенос вещества в конечные водоемы стока в послерифейские времена

Литолог, если он хочет ориентироваться в генезисе древних толщ, неизбежно должен начинать с вопроса: как мобилизовались и переносились в древние конечные водоемы стока вещества, ныне слагающие эти породы и осадочные толщи?

Так как ни для одной из древних эпох исследователь не обладает непосредственным знанием процессов, происходивших в области мобилизации и переноса вещества с водосборов (ибо эти процессы давно прекратились), то он неизбежно, хочет того или не хочет, должен обращаться к современности и в ней искать каких-то, хотя бы общих, наведений в этих вопросах, с тем, чтобы использовать их для понимания прежних процессов.

Опираясь на глобальную теорию современного осадкообразования, изложенную в предыдущей главе, можно разобраться в этих вопросах гораздо увереннее, чем было до сих пор.

Мобилизация веществ на водосборах во все послерифейские времена, как и сейчас, происходила их выветриванием и денудацией — физической и химической.

Доказательством наличия выветривания водосборов в послерифейские эпохи являются многочисленные находки остаточных кор выветривания разных типов. В одних из них химическое преобразование материнских пород едва проступает, в других — выражено сильно, но мощность сохранившихся кор невелика в силу позднейшего их размыва; наконец,

встречаются и мощные (до 100 *м*) коры, в которых различают ряд последовательно сменяющих друг друга минералогических зон со все возрастающей интенсивностью изменений материнских пород. Неоднократно делались попытки выяснить: происходило ли химическое выветривание пород равномерно во все периоды послерифейской истории или же выветриванию была присуща известная периодичность — усиление в одни эпохи, ослабление в другие? В какие именно оно было особенно сильно? Решение этого вопроса сильно затруднено неопределенностью стратиграфической датировки кор. Их образование приходится на промежуток времени между возникновением выветривающейся породы и формированием накрывающей кору породы. А так как промежуток этот обычно очень велик, например для выветривающейся породы — докембрий, девон, пермь, а для накрывающей — юра, мел, третичный период, то реальный возраст кор выветривания становится практически условным. Еще более условно выделение и прослеживание одновозрастных кор на большом регионе.

Разные авторы выделяют весьма разные количества корообразующих моментов, например В. П. Петров (1948) выделил всего одну эпоху формирования мощных кор — лейасовую; сейчас он выделяет их три: додевонскую, докарбоновую и лейасовую. В. П. Казаринов же даже для мезозоя обрамления Западно-Сибирской низменности принимает семь таких эпох! Условность такой стратиграфии кор очевидна.

Для наших целей это разногласие не имеет существенного значения. Важно, что выветривание гумидных водосборов *шло во все периоды послерифея, хотя и неодинаково интенсивно.* Еще более важно, что в условиях древних тропиков и субтропиков оно происходило так же, как в современных (точнее, плейстоцен-голоценовых) — в низких и влажных широтах и что в древние эпохи оно также контролировалось рельефом местности, режимом влажности, содержанием CO_2 и O_2 в атмосфере. Поскольку количество CO_2 и O_2 в атмосфере изменялось от начала кембрия к современному моменту, это не могло не сказаться на интенсивности корообразования, а стало быть, и элювиального процесса. Вероятно, они как-то эволюционировали за последние 500×10^6 лет, но уловить достоверные признаки такой эволюции пока не удается; чисто умозрительное же решение особого интереса не вызывает.

Еще важнее, пожалуй, другое обстоятельство. В ходе выветривания наибольшие массы SiO_2, K, Na, Mg, Mn, т. е. геохимически наиболее подвижных элементов, всегда выносились в раннюю, щелочную, стадию выветривания. С прогрессирующим же развитием его и переходом в кислую стадию количество выносимых из коры веществ все убывало. Это стало очевидным, когда примерно лет десять назад к изучению кор выветривания — и современных и древних — стали применять метод абсолютных масс. Этим методом весьма наглядно было показано изменение выноса элементов на разных стадиях элювиального процесса. Например, Н. А. Лисицыной в ряде статей, посвященных выветриванию основных пород, выяснено, что геохимически мало подвижные элементы, как Fe, Ti, Al, гидролизаты вообще, долгое время просто накапливаются в остаточной коре, испытывая в ней некоторое перераспределение. И только в кислой стадии, особенно, когда она сопровождается заболачиванием, железо (очень редко и алюминий) приобретает известную подвижность и начинает тоже мигрировать. В этом отношении Fe и Mn ведут себя как антиподы.

До работ автора настоящих строк (1960, 1961) анализ древней денудации велся вне ее географической локализации. Принималось, кроме того, что с усилением механического выветривания и денудации убывают химическое выветривание и денудация. Эту очень старую, традиционную и затертую от длительного употребления трактовку можно найти и

в сводке Твенхофела (1936), и в книге Л. В. Пустовалова (1940), который широко использовал данные, приведенные Твенхофелом.

Изучение этих процессов в областях современного гумидного типа позволило радикально пересмотреть традиционные представления и заменить их новыми. Выяснилось, что в гумидном климате, который нас сейчас интересует, *не только выветривание, но и механическая денудация закономерно изменяются при переходе от высоких широт к низким:* при одинаковом характере рельефа они минимальны в высоких широтах с холодным климатом и увеличиваются при переходе к низким широтам, достигая максимума во влажных тропиках. Вместе с тем оказалось, что с усилением механической денудации от равнинного рельефа к горному растет *в абсолютном выражении* и денудация химическая, но только значительно меньшими темпами. Преобладание механической денудации над химической в горных странах и обратные их соотношения *на равнинах имеют относительный, а не абсолютный характер; абсолютные величины первой и второй изменяются согласно при переходе от одного типа рельефа к другому.*

Эти новые представления, выросшие из более глубокого изучения современных процессов, в корне меняют прежние абстрактные схемы и являют собой по сравнению с ними новое, более высокое и конкретное приближение к действительности. Будучи основанными на чисто физических факторах (температура, влажность), они с полным основанием должны стать отправными пунктами в теории послерифейского гумидного литогенеза.

3. Закономерности механической седиментации в послерифейских морских водоемах

Представления геологов о механической седиментации в древних конечных водоемах стока очень долгое время отличались крайней схематичностью: гравий, пески — у берега, алевриты, глинистые осадки — дальше от него. Эта схема, которую можно прочитать еще в работе П. А. Земятченского (1896), просуществовала, по крайней мере, до 1940 г., когда вновь была воспроизведена Л. В. Пустоваловым в его «Петрографии осадочных пород»; в некоторых учебных пособиях (например, Л. Б. Рухина) она удерживается и доныне. Из-за очень давнего ее появления литологи забыли об источнике этого примитива, а ведь *им были, в конечном счете, самые начальные и скудные наблюдения над современным морским осадконакоплением в XVIII и начале XIX вв. и отметки о грунтах на навигационных картах.*

Продвижение вперед и, так сказать, второе приближение к действительности и в этой области было получено лишь при углубленном изучении *современных* осадков краевых и внутриконтинентальных морей, начавшемся с 30-х годов и продолженном в 40—60-х годах, когда его начали вести путем сопоставления ряда разнотипных бассейнов. Выяснилось, что действительная картина механической седиментации куда сложнее, чем рисовал ее прежний примитив, и в то же время куда закономернее. В формировании механического состава осадков и пространственной локализации их разных гранулометрических типов на дне водоема в прошлом (как и сейчас) решающую роль играли: а) размеры бассейна; б) рельеф дна; в) гидродинамический режим. Размеры водоема определяли степень гидродинамической активности бассейна, ибо чем больше его площадь и глубина, тем активнее, мощнее было движение его воды, тем больше возможностей было для гранулометрической переработки и фракционирования (сортировки) внесенного материала, тем мощнее (глубже) становилась зона взмучивания тонкозернистых частиц и на большую глубину спускались пески, а за ними — мелкоалев-

ритовые и пелитовые илы. Весьма большое значение имел рельеф дна: каждому повышению дна отвечало погрубение осадка, каждому понижению (западине) — утоньшение зерна осадка. Чем сложнее рельеф дна, тем сложнее была гранулометрическая карта осадка. Когда крупный бассейн был разделен многими «кордильерами», как в древних сильно расчлененных геосинклиналях, возникала картина как бы нескольких водоемов, сложенных вместе, как в современном Калифорнийском и Средиземном, а также Малайском морях. Детали процесса были изложены в первой главе этой части и повторять их незачем.

В результате углубленного изучения современной седиментации оказалось, вместе с тем, что действие гидродинамического режима противоречиво: циркулярные течения в одних пунктах, где они сильны и прижимались ко дну (например, на краю шельфа, на континентальном склоне), *размывали осадок*, создавая *отрицательную седиментацию*; на других участках, где они уходили от прибрежной зоны в открытое море, напротив, заносили сюда *повышенное количество осадочного материала*, как это имеет место, например, в Черном море между Малоазиатским побережьем и Крымом.

Толчки землетрясений, особенно частые в геосинклиналях, порождали оползни и взмучивания осадков, создававшие в более глубоких частях котловин характерную graded bedding, столь типичную для флишевых толщ, но изредка встречающуюся и вне геосинклинальных зон.

Эти закономерности и вообще схема механической седиментации, разработанная на современном осадконакоплении, конечно, целиком применимы и к водоемам послерифейского времени, ибо мы имеем здесь дело с чисто физическими процессами в жидкой водной среде, в тождественности которых современным ни у кого сомнений нет. Иначе говоря, новая, детальная схема механической седиментации, полученная на современных водоемах, должна быть органически включена в теорию послерифейского литогенеза. В сущности, здесь происходит замена менее совершенных, плохо разработанных представлений более совершенными, полученными анализом современного литогенеза. Замена эта столь же оправдана и правомерна, как и вытеснение ошибочных представлений о мобилизации и переносе веществ более современными и правильными представлениями.

4. Формы миграции элементов и их отражение в древних породах

До середины 40-х годов представления о формах переноса элементов в речных водотоках отличались большой неопределенностью. Под влиянием геохимии, работавшей тогда главным образом в области магматических пород, считалось, что элементы мигрируют в растворенном состоянии.

В 40—50-х годах автором было разработано новое представление о современных формах миграции элементов с водосборов к конечным водоемам стока, а также о распределении их в осадках конечных водоемов стока. В них большую, иногда решающую роль играет перенос элементов в составе терригенных взвесей, меньшую — в растворе.

Возникает вопрос: в какой степени эти представления применимы к отложениям всего послерифейского времени?

Проверка проведена автором (с сотрудниками) в двух направлениях: составлением карт содержаний того или иного элемента на площади древних бассейнов, с одной стороны, и распределения их на идеальном фациальном профиле через бассейн от песков к алевритам→глинам→карбонатным породам — с другой.

Составление карт элементов для крупных древних водоемов представляет весьма трудоемкую задачу, и потому оно было выполнено лишь для двух элементов — железа и марганца — в нижнеолигоценовых отложениях юга Европейской части СССР (Страхов и др., 1968). Оказалось, что общая схема их распределения здесь полностью отвечает схемам в современных морях. Улавливается даже действие размеров акватории на усиленное накопление железа (и особенно марганца) в пелагических зонах бассейнов.

Гораздо более подробными были исследования распределения элементов на идеальных фациальных профилях через ряд гумидных толщ верхнего палеозоя СССР (Страхов и др., 1959). Определялись Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu — химическим путем, Be, Ga, Pb, Zn и некоторые другие — спектроскопически.

Выделились два отчетливо выраженных типа распределения: *пестрый*, с двумя вариантами, и *упорядоченный*, также с двумя вариантами.

Пестрый тип характеризуется отсутствием единой схемы распределения у разных элементов. У одних максимум содержаний приурочивается к пескам с понижением концентраций в алевролитах и глинах; у других он смещается в алевритовую область; у третьих — в глинистую; существуют случаи двух максимумов: в песках и в глинах и случаи чрезвычайно выровненного содержания элементов во всех трех петрографических классах пород. При этом не обнаруживается никакой уловимой связи между свойствами элементов и характером их распределения между породами. Один и тот же элемент в разных горизонтах или даже в разных районах развития одной и той же толщи может давать совершенно разные кривые распределения и, напротив, разные по химическим свойствам элементы могут давать в отдельных случаях сходные кривые.

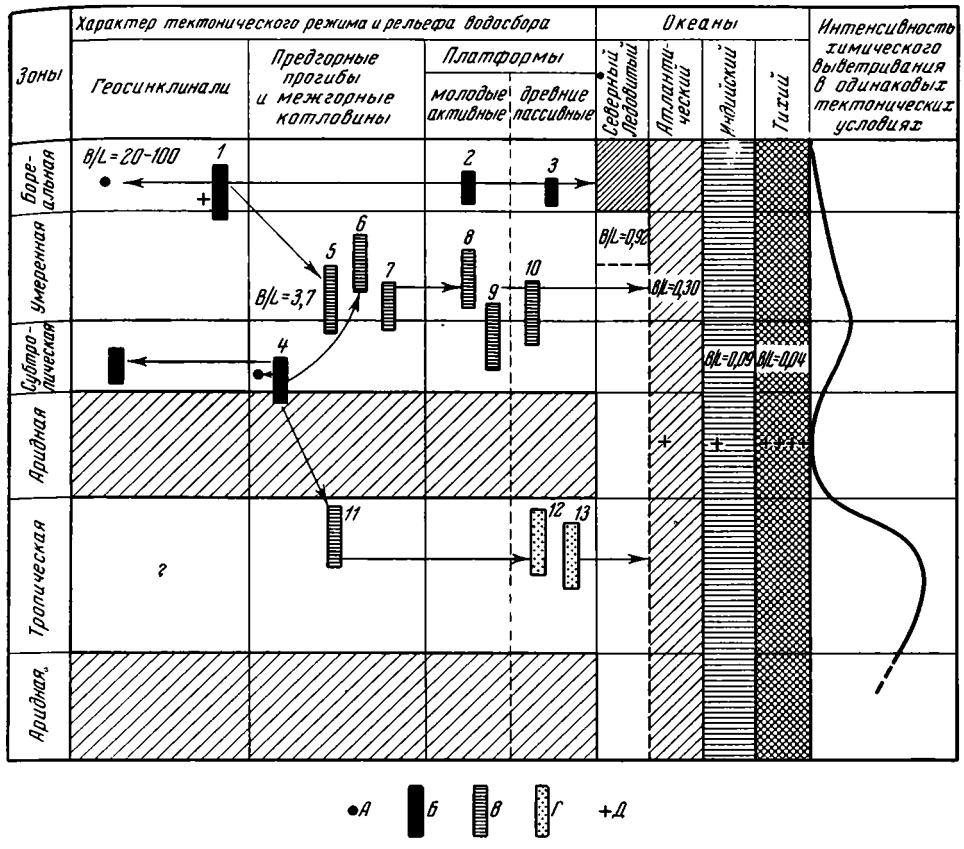
Характерной особенностью пестрого типа является его постоянная связь с полимиктовыми толщами континентального и морского генезиса, как свободными от примеси пирокластического материала, так и содержащими его. При этом степень выраженности пестрого распределения контролируется фациальным типом пород, а у бассейновых отложений — также размерами водоема.

Из изученных нами отложений с наибольшей отчетливостью пестрый тип проявляется в делювиально-пролювиальных отложениях сухих равнин в наддолинской и надкарагандинской свитах Карагандинского угольного бассейна; столь же отчетливо он развит и в озерных отложениях долинской свиты (там же), тесно ассоциирующих с делювиально-пролювиальными.

В морских отложениях ашлярикской и карагандинской свит пестрота в распределении элементов отмечается только примерно у половины их общего числа, у другой же половины — железа, марганца, никеля, меди, ванадия, хрома — совершенно ясно начинает проступать упорядоченность: в песчаниках их содержания минимальны, в алевритах — больше, в глинах — еще больше. Таким образом, в пределах пестрого типа намечаются два подтипа: собственно пестрый и переходный к упорядоченному.

Отметим, что *второй подтип свойствен более крупным по площади водоемам.*

Сущность упорядоченного типа распределения состоит в том, что в ряду пород: песчаники → алевролиты → глины → мергели → известняки (или замещающие их кремнистые породы) содержания всех или подавляющей части элементов вначале нарастают от песчаников к алевролитам и глинам, а затем падают к известнякам и кремнистым породам. При этом, как и в пестром типе, один и тот же характер распределения



Фиг. 74. Локализация пестрого и упорядоченного типов распределения элементов по климатическим зонам и тектоническим структурам

А — собственно пестрый тип;
Б — переходный пестрый с признаками упорядоченности;
В — упорядоченный сглаженный;
Г — упорядоченный контрастный;
Д — наличие действующих вулканов на водосборах или на дне бассейна
1 — Охотское море;
2 — Чукотское и Карское моря;
3 — море Лаптевых;
4 — свиты Карагандинского бассейна;
5 — Черное море;
6 — свиты Кузнецкого бассейна
7 — майкопские отложения Центрального Предкавказья;
8 — верхнемеловые и верхнеюрские отложения Западно-Сибирской низменности;
9 — нижний олигоцен Мангышлака;
10 — хадум Русской платформы:
11 — свита C_2^6 Донбасса;
12 — свита D_3^1 Второго Баку;
13 — свита C_1^2 Русской платформы

показывают элементы, достаточно разные по химическим свойствам (например, железо, марганец, фосфор, ванадий и пр.).

Существуют две модификации (или два подтипа) упорядоченного распределения: сглаженная и контрастная. В сглаженной, представленной в свите C_2^6 Донбасса, разница между минимальными содержаниями элементов в песчаниках и максимальными в глинах невелика и у железа, например, не превосходит 1,5—2%; часто же совсем ничтожна и едва улавливается, так что кривая на профиле приближается к прямой, параллельной оси абсцисс. Характерными признаками контрастной модификации в отложениях D_3^1 и C_1^n Русской платформы являются: а) сочетание очень низких концентраций элементов в песках с повышенными содержаниями в глинистых породах, что и создает контраст-

ность распределения, особенно ярко выступающую, если выразить ее в процентах на бескарбонатное вещество; б) превышение концентраций элементов в известняках над их содержаниями в песчаниках, что отражает несколько усиленный занос их в более удаленные от берега зоны моря по сравнению с тем, что наблюдается в сглаженной модификации. Резко контрастное распределение элементов в морских отложениях нередко сочетается с обедненностью ими континентальных отложений, особенно резко выступающей у железа, марганца, фосфора (C_1^h).

Все толщи с упорядоченным типом распределения железа, марганца, фосфора, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, вольфрама принадлежат к числу мезомиктовых или олигомиктовых, вплоть до кварцевых с отвечающим им составом глинистых минералов. При этом сглаженная модификация распределения соответствует мезомиктовым толщам и толщам, переходным от мезомиктовых к полимиктовым; контрастная модификация соответствует олигомиктовым и типично кварцевым толщам.

Чем более приближается осадочная толща к кварц-каолинитовой, тем резче выражена контрастность в распределении элементов на ее идеальном фациальном профиле.

Различия в характере распределения микроэлементов в пестром, упорядоченном сглаженном и упорядоченном контрастном типах были обусловлены тем, что при переходе от первого типа к другому увеличивались влажность и температура климата области осадконакопления, а тектонический режим становился все более вялым. Эти обстоятельства усиливали химическое выветривание пород на водосборах и содействовали все большей потере самых разных микроэлементов песчаной фракцией с переходом их в раствор и накоплением в тонкодисперсной фракции (сорбция).

Методика работы, принятая в изложенной работе, а также типизация распределения микроэлементов по типам пород широко вошли в литературу и вызвали появление большого количества статей, подтверждающих правильность высказанных идей. Это позволило автору настоящих строк в докладе, представленном VII Всесоюзному совещанию литологов (1965 г.), дать общую графическую схему размещения пестрого, упорядоченного сглаженного и упорядоченного контрастного типов по климатическим поясам и тектоническим структурам (фиг. 74).

5. Новая трактовка олигомиктовости и полимиктовости песчано-алевритовых пород

Еще на предыдущем этапе, в 20—30-е годы, М. С. Швецовым было введено в науку понятие о полимиктовых и олигомиктовых песчаниках, к которым потом была добавлена промежуточная группа песчаников мезомиктовых. Тогда же была разработана (главным образом М. С. Швецовым, Л. Б. Рухиным) концепция, согласно которой фактором, определяющим олиго- или полимиктовость обломочных толщ, является бóльшая или меньшая степень механической обработки обломочного материала в путях переноса и в конечных водоемах стока. Полимиктовые свиты возникали за счет денудации магматических и метаморфических пород, обломки которых только начинали миграцию на поверхности Земли и потому были мало разрушены. При последующих перемывах полимиктовых свит обломки пород и неустойчивых минералов разрушались частью при речной транспортировке, частью уже в морях при многократных переотложениях зерен волнениями в прибрежной зоне: полимиктовые свиты давали начало мезомиктовым, а перемыв последних

порождал олигомиктовые толщи. Поэтому материал олигомиктовых отложений считался «изношенным», «дряхлым», в отличие от «молодого» в полимиктовых породах.

Этой весьма распространенной концепции автором была противопоставлена (1960 г.) другая, согласно которой хотя простая механическая обработка исходных обломков песчано-алевритовой фракции в реках и прибрежной зоне водоемов и содействовала в некоторой — очень небольшой — мере их разрушению и истиранию неустойчивых минералов, однако только таким путем, даже при многократных переотложениях, олигомиктовых песчаников не возникало. Решающим фактором в их генезисе были неодинаковые возможности химического выветривания материнских пород на водосборных площадях водоемов при разном тектоническом режиме. При активном режиме и, стало быть, расчлененном рельефе интенсивность химического выветривания была мала, возникали полимиктовые песчаники. При все более вялом режиме и плоском рельефе выветривание достигало максимума — возникали песчаники олигомиктовые, кварцевые. При таком понимании сути дела олигомиктовые отложения могли возникать вовсе не как конечное звено длинной цепи перемываний и переотложений, а прямо за счет размыва зрелых горизонтов коры выветривания кварцсодержащих магматических и метаморфических, а также полимиктовых осадочных пород, как это было, например, в случае образования аптских, альбских, сеноманских и палеогеновых пород, окружающих Азово-Подольский массив, пород D_3^1 по периферии Воронежского массива и в других случаях. Чем сильнее вторгались процессы химической переработки размываемых отложений, тем короче был путь от полимиктовых отложений к олигомиктовым. Правильность вывода доказывается тем фактом, что полимиктовым, мезомиктовым и олигомиктовым толщам свойственны, как мы видели, разные типы распределения элементов по основным петрографическим типам пород (Страхов и др., 1959). При этом особенно важно, что с переходом от полимиктовых к олигомиктовым породам весьма отчетливо возрастала роль растворов как формы переноса элементов с водосборных площадей к конечным водоемам стока.

Стало быть, условия образования олигомиктовых отложений обеспечивали интенсивный выход элементов в раствор из минералов исходных пород, а это было возможно лишь при усилении химического выветривания на водосборных площадях.

С такой концепцией хорошо согласуется то обстоятельство, что в аллювии даже крупных рек (Днепра, Миссисипи, Амударьи) не обнаруживается сколько-нибудь заметного отбора кварца и стойких минералов от нестойких, т. е. развития песков в направлении от полимиктовых к олигомиктовым. Тектоническая приуроченность олигомиктовых песков почти исключительно к платформам, т. е. к регионам вялого тектонического режима, также указывает на правильность развиваемых идей. Добавим, что формирование олигомиктовых комплексов в разных поясах гумидных климатов идет с разной скоростью: очень большой во влажных тропиках, все уменьшающейся по мере перехода в более высокие широты гумидного климата. В климатах аридных оно прекращается совсем, и если иногда среди аридных толщ встречаются кварцевые пески, то *генетически они связаны не с данной аридной зоной, а с соседними горизонтальными или вертикальными гумидными поясами, питавшими аридную область водой и осадочным материалом.*

Эта концепция формирования олигомиктовых песчаных образований, намеченная автором еще в 1956—1959 гг. и подробно развитая в 1960 г., полностью подтверждена работами А. Б. Ронова с сотрудниками (1963) по минералогическому и химическому составу песков Русской платформы, а также работами А. М. Цехомского. Но она справед-

лива лишь при допущении, что водосборные пространства седиментационных областей были сложены изверженными или метаморфическими кварцсодержащими породами. Такое условие, однако, соблюдалось в прошлом не всегда и даже далеко не так часто. Как правило же, наряду с изверженными породами в составе водосборов то или иное участие принимали породы осадочные, а нередко водосборы только этими породами и слагались.

В этих случаях имела место уже не только — и часто не столько — выработка нового терригенно-минералогического состава песчано-алевритовых пород, сколько его унаследование от предыдущих этапов геологической истории данного региона. Нетрудно понять, что *такого рода унаследование должно было прогрессивно нарастать в истории Земли,* ибо размеры выходивших на земную поверхность площадей изверженных и метаморфических пород в ходе геологической истории, как известно, все уменьшались, а размеры площадей осадочных — возрастали. Иначе говоря, в формировании новых песчано-алевритовых отложений все возрастающую роль приобретало простое переотложение древних осадочных накоплений, а не создание новых послерифейских терригенно-минералогических комплексов.

6. Генезис глин, не претерпевших вторичных преобразований

По мере того как знания минералогии глин становились более достоверными и чисто качественная диагностика минералов стала дополняться количественными их оценками, совершалась характерная эволюция взглядов на генетическую природу глинистых осадков и пород. В 40-х годах едва ли не единодушным признанием пользовалась концепция аутигенного образования глинистых минералов. Они рассматривались либо как непосредственный осадок из воды, либо как результат диагенетической переработки тонкодисперсного, особенно субколлоидного и коллоидного материала, принесенного с суши. Считалось, что глинистые минералы строго приспособлены к физико-химической среде бассейнов, в которой они отложились, и что, например, наличие каолинита в какой-либо толще указывает на низкий pH воды и осадка и пресноводность бассейна, наличие монтмориллонита и гидрослюд — на бассейн щелочной и более или менее осолоненный (морской или даже более соленый). Однако простое сопоставление набора глинистых минералов в осадках современных озер разной солености и разного гидрохимического типа, а также в морях и осолоненных лагунах, сделанное автором этих строк в 1954 г. (в монографии «Образование осадков в современных водоемах»), показало, что *никакого соответствия между составом глинистых минералов и гидрохимическим типом водоемов нет.* Это можно было понять только как свидетельство того, что глинистые минералы в озерах и морях гумидных зон представляют собой в решающей мере аллотигенные образования, возникшие в коре выветривания и достаточно устойчивые в диагенезе. Последующие сравнительно-литологические работы М. А. Ратеева, проведенные как на современных водоемах (Байкал, Черное, Аральское, Японское моря, океаны), так и на ряде древних бассейнов (средний девон, нижний карбон Русской платформы, палеоген Ферганы), показали, что картина сложнее. В бассейнах гумидных зон глинистые минералы в решающей степени действительно представляют собой аллотигенные образования; аутигенез, если здесь и имеет место, то резко подавлен. Но в водоемах аридных зон, по мере осолонения наддонной воды, глинистые минералы все больше становятся аутигенными (глауконитоподобная гидрослюда, палыгорскит, сепиолит) как за счет

диагенетической переработки аллотигенного материала, так и за счет непосредственной садки из воды. Весьма убедительные данные, подтверждающие аллотигенность глинистых минералов в гумидных зонах, были приведены недавно Г. И. Носовым и В. Р. Влодарской (1964) и В. Р. Влодарской (1968) для отложений мезозоя и палеогена Предкавказья, Г. В. Карповой с сотрудниками (1965, 1967) — для каменноугольных глин Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, М. Г. Бергер (1969) — для каолинита полтавских отложений Днепровско-Донецкой впадины.

Концепция аллотигенности глинистых минералов в гумидных зонах в настоящее время признана и теми литологами, которые еще не так давно стояли в резкой к ней оппозиции (А. Г. Коссовская, предисловие к книге Милло, посвященной геологии глин).

Но если глинистые минералы, подобно минералам песков, представляют собой в решающей мере аллотигенные образования, то между их составом и составом песков должна существовать известная корреляция.

Она, как было показано мною в 1960 г., действительно существует, но неодинаково проявляется в разных фациальных условиях. Размыв мощной коры выветривания, особенно в областях, где много гранитов, порождает кварцевые пески, с одной стороны, каолиновые глины — с другой. Эта корреляция особенно ярко выступает в континентальных озерных отложениях, т. е. в водоемах ограниченного и малого размера, куда занос постороннего материала мал или просто отсутствует, как это мы видим в континентальных третичных отложениях вокруг Азово-Подольского массива, в девоне и C_1^v Воронежского массива и многих других местах. Та же корреляция более или менее сохраняется и в прибрежных морских отложениях, не очень далеких от источников сноса. Но, по мере удаления в открытое море начинает все больше сказываться принос материала из других источников, и указанная выше корреляция в значительной степени нарушается. В глинах возрастает содержание хлорита, гидрослюд, монтмориллонита и убывает количество каолинита, и они постепенно приобретают тот тривиальный минеральный состав, который для подавляющей массы глин столь типичен. Все же морские глины гумидных зон, как показал М. А. Ратеев (1964), отличаются нередко повышенным, а то и высоким (до 60—70—80%) содержанием каолинита, но лишь в более прибрежных зонах, где каолинит — в силу большого размера своих частиц — преимущественно осаждался. Сильная нивелировка минерального состава глин наступает лишь в очень удаленных от берега зонах моря.

С полимиктовыми песками и алевролитами ассоциируют полимиктовые же глины, в которых каолинита нет либо очень мало. Из четырех обычных для глин минеральных видов — гидрослюд, монтмориллонита, хлорита и смешанно-слоистого минерала — преобладает то один, то другой, то третий, в зависимости от источника питания. Исключения составляют лишь угленосные толщи, обычно паралического типа. Среди угольного пласта, а также у его подошвы встречаются прослои чистого каолинита, несомненно аутигенного. Он возник в условиях проточного болота, кислые воды которого обеспечили вымывание щелочей полимиктового материала и вообще выветривание его по типично гумидному типу. Вне угольных пластов полимиктовость песчано-алевритового и глинистого материала восстанавливается.

7. О характере воды в морях послерифейского времени; аутигенный седиментогенез в них

В морях послерифейских времен, так же как и в современных водоемах, наряду с механической седиментацией происходила химико-биологическая. Чтобы конкретно представить ее себе, необходимо знать общую соленость и состав солей, растворенных в древних морях.

До самого последнего времени этот вопрос решался гипотетически, исходя из косвенных соображений и просто научной интуиции. Очень многие исследователи, в том числе и автор этих строк, исходили из представления, что основной солевой состав моря с конца рифея не претерпел заметных изменений и был практически тем же, что и сейчас. Менялся лишь щелочной резерв, т. е. сумма карбонатов, которых в морях раннего палеозоя было гораздо больше, чем в современных; указания на это дают ход доломитообразования в палеозое и мезо-кайнозое, а также прогрессирующее накопление органического вещества в послерифейской истории Земли, что неизбежно приводило ко все большей убыли CO_2 в атмосфере и нарастанию O_2 в ней, а следовательно, и в морской воде. Иначе говоря, *моря в ходе послерифейской истории прогрессивно все более подщелачивались и приобретали окислительную функцию.* Но такое представление об устойчивости основного солевого состава воды в послерифейских морях и океанах было отнюдь не единодушным. Имелось много и противников его.

Бурение на дне океанов, о котором говорилось выше, сразу внесло определенность в область, где до сих пор царили гипотезы и дискуссии, и тем самым существенно облегчило нашу задачу. Успех был достигнут изучением состава поровых вод. Вопрос этот настолько существен и нов, что необходимо остановиться на нем с некоторыми подробностями.

Керны буровых скважин имеют в диаметре 4 *см*. Для анализа поровых вод в центре кернового цилиндра высверливался небольшого диаметра столбик, который с большими предосторожностями, исключающими возможное изменение состава вод в процессе подготовки материала к анализу, помещался в аппарат для отжимания воды (давление от 70 *кг/см*^{2} до нескольких сотен). В зависимости от характера образца отдавливалось от 1 *см*^{3} до нескольких, в среднем около 3 *см*^{3}. Для определения микроэлементов применялись методы микроанализа. Результаты сведены в таблицы 41 и 42.

Изучение таблиц показывает, что поровые воды океанических осадков отчетливо разбиваются на две группы. Одну из них образуют воды из скважин 4, 4А, 5 к востоку от Багамских островов, скважин 6, 6А, 7 на Бермудском поднятии, а также скважин 13, 15, 19, 20 и 21, пробуренных в южной части Атлантического океана, на глубинах 2100—4685 *м*, т. е. в краевой его части и на типичном океаническом дне. Для всех этих вод характерно, что и по общей солености своей и по содержанию Cl, Na, Ca, K, Mg и других основных компонентов они практически тождественны современной морской воде. Отмечается лишь ничтожное уменьшение SO_4^{2-} (не всегда!) и соответственно прирост HCO_3^-, что объясняется очень слабо протекающими процессами редукции в илах. Это сходство тем более удивительно, что возраст осадков, из которых отжимались и анализировались воды, варьирует от плейстоцена до сеномана включительно — факт огромного значения. Он наглядно показывает, что на протяжении последних $70—90 \times 10^6$ лет солевой состав океанической воды оставался постоянным не только «в общем и целом», но и в деталях, в концентрациях отдельных основных ионов и в общей солености.

Другая группа поровых вод встречена скважинами, пробуренными на континентальном склоне и в пелагиали Мексиканского залива. Таковы

скважины 3 и 2 (см. табл. 41) и 26, 66, 80А (см. табл. 42). В большинстве их наблюдается отчетливый рост общей солености с глубиной, причем содержание солей достигает 55, 84,4 и даже 107,5‰. Одновременно резко меняются соотношения солей, т. е. вода становится резко отличной от современной, хотя осадки, ее вмещающие, по возрасту относятся обычно к плейстоцену, редко — к плиоцену. Любопытно, что одна скважина (вторая) на глубине 140 *м* встретила резко опресненную воду; стало быть, отклонения от морской нормы встречаются в древних отложениях Мексиканского залива в обе стороны — и в поле повышенной и в поле пониженной солености. Причина отклонений заключается в следующем. Повышенные солености поровых вод в более глубоких частях разреза наблюдаются в скважинах, расположенных на вершине соляных куполов или на их склоне. Они обусловлены растворением солевых масс и диффузией солей кверху. Скважины, удаленные от диапировых соляных куполов, встречают в породах нормально-соленую морскую воду (скв. 70, 79). Опреснение поровых вод наблюдается в скв. 2 (см. табл. 41), расположенной примерно в 70 *км* от Миссисипской дельты; оно вызвано, по мнению Ф. Т. Мангейма, возможной связью с грунтовыми водами — в прошлом или даже в настоящий момент [1].

Чрезвычайный интерес представляют содержания малых элементов в поровых водах океанических отложений. Данные относительно них еще очень скудны, но весьма характерны, почему мы их и приводим (табл. 43).

«Среди малых элементов, — пишут названные авторы, — стронций и литий показывают значения равные или несколько (moderately) большие, чем в океанской воде. Содержания бария и марганца значительно выше, чем в отложениях Северной Атлантики. Многие образцы обладают отчетливой (prominent) буроватой окраской и имеют другие признаки концентрации марганца; скв. 20 была даже остановлена (bottomed) в пласте марганцовых конкреций на глубине 6 *м* (20 футов). Поэтому кажется логичным приписать относительно высокие содержания марганца редукции и растворению высших окислов марганца, покрывающих поверхность частиц осадка. Так как образцы илов отжимались непосредственно после поднятия грунта и фильтровались через мембрану с порами в 0,45 μ, авторы полагают, что полученные ими величины не являются артефактами или результатом процедуры обработки керна. Бор находится в типичных для морской воды концентрациях. Кремний ... показывает содержания значительно более высокие, чем в наддонной воде, но типичные для поровых вод океанических отложений» (Manheim a. oth., 1969, стр. 666).

Суммируя изложенное, констатируем, что *в тех случаях, когда поровые воды океанических отложений, от самых мелководных до самых глубоководных, не находятся под влиянием соляных куполов или разгружающихся пресных континентальных вод, они имеют строго постоянный состав и соленость.* Начиная с сеномана, их минерализация, ионные соотношения и содержания микроэлементов отвечают современной нормальной океанической воде, слегка измененной процессами редукции сульфатов и взаимодействием с твердой фазой осадков в раннем диагенезе.

Но правильно ли ограничивать постоянство состава океанической воды только последними 70—90 млн. лет? Напомню давно установленный галургами факт постоянства минерального состава морских галогенных отложений начиная с нижнего кембрия. *Его можно толковать только как указание на постоянство основного солевого состава океанской воды уже с конца рифея и никак иначе.* Отличия можно допускать только для

[1] В одной из скважин была встречена поровая вода в осадках с содержанием всего 60 *мг/л* Cl^-, т. е. практически пресная (Manheim, Bischoff, 1969).

Таблица 41

Основные компоненты (в *г/кг*) поровых вод океанских отложений (по Manheim a. Sayles, 1970; Manheim a. oth., 1969)

№ образца	Глубина образца от дна, *м*	Возраст	Тип породы	H_2O	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Cl'	SO_4''	HCO_3'	Сумма ионов	Соленость
			Скв. 1, 25°51,5′ с. ш., 92°11′ з. д., глубина 2827 *м*										
2—3	308	Q	Алевритистая глина	40,4	10,3	0,23	0,42	1,08	18,7	0,66	(1,3)	32,7	31,0
7—4	704	Q	Известковый ил	32,7	11,7	0,30	0,38	1,23	20,6	2,48	(0,1)	36,8	37,5
9—5	761	Q	То же	39,3	11,3	0,24	0,38	1,23	20,4	—	—	—	37,0
			Скв. 2, 23°27,3′ с. ш., 92°35,2′ з. д., глубина 3572 *м*										
5—2	140	Миоцен-юра	Кэпрок	29,5	2,5	0,10	0,19	4,8	2,52	(1,4)	13,3	15,5	18
			Скв. 3, 21°01,8′ с. ш., 92°2,6′ з. д., глубина 3747 *м*										
1—2	34	Плейстоцен	Известково-алевритовая глина	56,1	11,0	0,26	0,48	1,05	20,0	0,58	(1,2)	34,6	33
4—1	208	»	Кокколитовый ил, глина	—	12,0	0,46	0,50	0,90	21,2	0,93	(1,0)	37,0	34
5—2	323	»	То же	47,3	13,6	0,58	0,48	1,08	24,2	0,61	(1,5)	42,0	38
7—1	382	»	»	54,1	14,2	0,60	0,55	1,08	25,8	—	—	—	44
8—3	435	»	»	48,3	15,5	0,54	0,53	1,06	27,5	0,70	(0,7)	46,6	49,5
9—2	535	»	Известковая глина	45,3	15,7	0,53	1,00	1,28	29,5	0,57	(0,6)	49,2	49,5
10—2	619		То же	48,7	17,0	0,61	1,60	1,36	33,3	0,38	(0,3)	54,6	55
			Скв. 4, 24°28,7′ с. ш., 73°47,5′ з. д., глубина 5320 *м*										
1—4	6	Плейстоцен-плиоцен	Известковый песок	79,1	10,0	0,41	0,37	1,30	19,2	2,79	(0,2)	34,8	34
			Скв. 4А, 24°28,7′ с. ш., 74°47,5′ з. д., глубина 5320 *м*										
2—1	117	Мел (сеноман)	Кокколитовый ил	42,7	11,0	0,68	0,58	1,34	19,7	2,60	(0,1)	37,0	38,36
			Скв. 5, 24°43,6′ с. ш., 73°38,5′ з. д., глубина 5361 *м*										
2—1	5	Миоцен	Известковый ил	73,4	10,7	0,47	0,55	1,26	19,5	2,67	(0,2)	35,3	35,0
	38	Мел	Пестрый известняк	58,2	11,6	0,56	0,57	1,32	20,2	2,60	(0,1)	37,1	36,37
			Скв. 6, 30°50,4′ с. ш., 67°38,9′ з. д., глубина 5125 *м*										
1—1	43	Плиоцен	Бурая глина	—	11,9	0,45	0,57	1,32	20,8	2,16	(0,4)	37,6	37,5
2—2	154	Эоцен	Серая глина	—	10,6	0,36	0,90	1,12	19,6	2,76	(0,0)	35,3	34,5
4—2	233	»	Диатомово-кокколитовый ил	73,8	10,9	0,46	0,91	1,13	19,8	3,3	(0,2)	36,3	34,37
5—2	248	»	Глинистый известняк	49,9	10,7	0,37	1,00	1,06	20,0	1,79	(0,7)	35,6	35,0

Таблица 41 (*окончание*)

№ образца	Глубина образца от дна, *м*	Возраст	Тип породы	H_2O	Na^+	K^+	Ca^{++}	Mg^{++}	Cl'	SO_4''	HCO_3'	Сумма ионов	Соленость
			Скв. 6А, 30°50,4′ с. ш., 67°38,9′ з. д., глубина 5125 *м*										
1—2	15	Плейстоцен	Коричневая глина	—	11,2	0,48	0,50	1,21	19,9	(2,8)	(0,3)	36,4	35,5
2—4	45	Плиоцен	То же	36,3	11,0	0,80	0,80	1,06	20,1	—	—	—	—
			Скв. 7, 30°08,0′ с. ш., 67°17,8′ з. д., глубина 5185 *м*										
1—3	3	Плейстоцен	Бурая глина	84,4	10,7	0,45	0,45	1,24	19,4	2,74	(0,1)	35,0	38
			Скв. 13, 6°02,7′ ю. ш., 18°13,7′ з. д., глубина 4685 *м*										
2—4	23	Нижний плиоцен	Цеолитово-алевритовая глина с марганцовыми пятнами	—	10,7	0,47	0,45	1,24	19,5	2,26	0,34	35,0	35,2
3—3	140	Средний эоцен	Радиоляриевый ил	—	10,7	0,37	0,78	1,24	19,8	2,27	0,50	35,6	35,8
			Скв. 15, 30°53,4′ ю. ш., 17°59′ з. д., глубина 3927 *м*										
3—5	40	Плиоцен	Белый известняк	—	11,0	0,40	0,40	1,29	19,7	2,59	0,3	35	—
9—5	136	Нижний плиоцен	Темно-коричневый мергель	—	10,8	0,43	0,42	1,20	19,1	2,44	0,37	34	—
			Скв. 19, 28°32,1′ ю. ш., 23°40,6′ з. д., глубина 4677 *м*										
1—5	7	Миоцен (?)	Темно-коричневая цеолитовая глина	—	10,8	0,49	0,38	1,23	19,3	2,68	0,35	35,2	—
8—4	110	Средний эоцен	Светлая желто-коричневая глина	—	11,0	0,44	0,38	1,23	19,6	2,53	0,24	35,4	—
11—3	136	То же	То же	—	10,8	0,45	0,38	1,23	19,2	2,23	0,9	35,2	—
			Скв. 20, 28°27′ ю. ш., 26°58′ з. д., глубина 4200 *м*										
1—5	8	Олигоцен	Светло-желтый мергелистый известковый ил, частью цеолитовый	—	11,0	0,49	0,35	1,24	19,6	2,6	0,2	35,5	—
3—1	37	Эоцен	То же	—	10,8	0,46	0,36	1,28	19,4	2,51	0,23	35,0	—
			Скв. 21, 28°35,1′ ю. ш., 30°35,8′ з. д., глубина 2113 *м*										
5—2	100	Кампанский ярус	Пестрый фораминиферовый ил	—	—	—	—	—	(20,6)	—	—	—	36,2
8—3	130	То же	Желто-серый фораминиферовый ил		—	—	—	—	(20,6)	—	—	—	36,1
			Стандартная морская вода	—	10,8	0,39	0,41	1,29	19,4	2,7	0,14	35,0	

Таблица 42

Состав поровых вод (в *г/кг*) в буровых скважинах *, пробуренных на северном континентальном склоне Мексиканского залива (по Manheim a. Bischoff, 1969)

№ скважины и глубина взятия образца (в футах)	K	Mg	Ca	Sr	Na	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Сумма
Скв. 26									
32	0,31	1,50	0,64	0,01	12,3	22,3	2,10	1,58	40,7
452	0,37	3,63	1,65	0,06	28,5	57,0	0,20	1,08	92,4
606	0,41	3,23	1,46	0,04	26,0	51,0	0,50	1,22	84,4
Скв. 66									
9	0,48	1,46	0,63	0,008	11,8	21,7	2,78	0,47	39,3
106	1,62	2,05	1,33	0,03	15,5	32,6	0,70	1,18	55,0
231	6,15	2,65	3,38	0,10	29,7	64,4	1,04	0,09	107,5
Скв. 70									
371	0,26	1,36	0,37	0,01	11,5	20,5	1,28	1,88	37,2
328	0,29	1,19	0,35	0,01	8,7	17,4	—	0,55	28,5
545	0,20	1,28	0,41	0,01	9,8	18,5	1,28	0,57	32,0
Скв. 79									
4	0,54	1,06	0,07	0,002	11,2	20,0	0,46	1,04	34,4
79	0,33	1,31	0,22	0,01	11,0	19,7	0,94	1,86	35,4
164	0,27	1,11	0,21	0,01	11,2	19,8	0,65	1,46	34,7
Скв. 80A									
202	0,07	0,98	0,36	0,008	11,2	20,0	0,79	0,23	33,5
432	0,21	1,06	0,31	0,006	11,3	20,5	0,96	0,05	34,4
944	0,23	1,25	0,66	0,01	13,7	25,1	1,25	0,24	42,4

* Скважины располагались на глубинах от 600 до 3000 футов (180—550 *м*) и углубились до 1000 футов (300 *м*), вскрыв, кроме современных, плейстоценовые и плиоценовые отложения.

щелочного резерва, который, как уже указывалось, в конце рифея и в палеозое в морской воде был существенно выше, чем сейчас, за счет обилия CO_2 в атмосфере, впоследствии истребленной развитием на суше растительного мира. Это допущение диктуется послерифейской историей доломито- и угленакопления.

Такого рода представления о послерифейской морской воде до сих пор трактовались лишь как более или менее правдоподобная гипотеза и часто резко оспаривались. Сейчас, после бурения в океанах, они приобретают новое звучание — *это уже не гипотеза, а хорошо обоснованное заключение, на котором можно строить теорию послерифейского литогенеза.*

В превращении гипотетических представлений о послерифейской океанической (и морской вообще) воде в достоверные и заключается

Таблица 43

Малые элементы в поровых океанических водах (мг на 1 *кг* воды) (Manheim a. oth., 1969)

Место взятия пробы и № образца	Глубина от поверхности дна океана, *м*	Sr	Li	Mn	Ba	B	Si
Скв. 13							
2—4	23	7,6	0,28	2,9	0,19	7,0	9
3—3	140	11,0	0,18	1,7	0,10	3,0	29
Скв. 15							
3—5	(40)	13,4	0,19	2,9	0,25	3,0	26
9—5	136	13,0	0,25	0,9	0,15	2,0	10
Скв. 19							
1—5	7	12,6	0,25	1,3	0,10	8,0	10
8—4	110	13,6	0,15	1,5	0,27	5,5	12

то важное новое для теории послерифейского литогенеза, что уже сейчас дают бурения на океаническом дне.

Но из постоянства состава основных компонентов морской воды явствует, что *та схема химико-биогенной седиментации в бассейнах гумидных зон, которая была разработана на примере современных океанов и морей, свойственна была и морским водоемам послерифейского времени. Сейчас это уже не одна из возможных гипотез, а однозначное и достоверное решение, возражения против которого являются просто анахронизмом.* Поэтому мы не будем далее задерживаться на данной проблеме, а обратимся к другим сторонам химико-биогенного литогенеза, которые на древних породах выступают более отчетливо, чем в современном осадкообразовании, и прежде всего к вопросам осадочного рудообразования.

8. Общая теория гумидного рудообразования

Одной из существенных специфических особенностей послерифейского литогенеза сравнительно с современным является обилие разнообразных рудных накоплений: Al—Fe—Mn—P—Cu—Pb—Zn и др. До сих пор изучение их шло разрозненно, т. е. каждого накопления порознь, без попыток дать их общую теорию и рассмотреть механизм их формирования в целом. Этому препятствовало то, что в литологии отсутствовало представление о типах литогенеза и поэтому сами рудные накопления нельзя было объединить в некоторые естественные группы. С введением этого понятия дело облегчилось, естественные группы выделились сами собой и стало возможным сформулировать общую теорию гумидного рудообразования, что и было сделано автором в 1960—1963 гг. Вкратце суть ее в следующем.

В возникновении любого рудного месторождения в гумидных зонах участвуют, по крайней мере, пять независимых факторов:

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon),$$

где α — интенсивность химико-биогенной садки рудного компонента, обусловленная в одних случаях резко усиленной подачей его с берега, в других — усиленным использованием его запасов в водной массе бассейнов; β — влияние гидродинамического режима и палеогеографии района садки рудного компонента; γ — действие разбавления рудного компонента приносимым с берега терригенным материалом; δ — дополнительное концентрирующее влияние процессов перераспределения веществ в диагенезе рудного осадка; ε — перемыв рудного пласта с выносом из него тонкодисперсного материала.

Рудообразование достигает наибольшей силы лишь в тех случаях, когда все пять факторов действуют согласованно и в благоприятном (аккумулирующем) направлении. При разнобое в характере их работы положительное влияние одного фактора в значительной мере поглощается отрицательным действием другого; в результате в лучшем случае возникает низкокачественная руда, в худшем — рудообразование останавливается на стадии незавершенного, слабого или вовсе зачаточного, эмбрионального. Особенно отрицательно сказывается недостаточное развитие фактора α или неблагоприятное влияние факторов β и γ.

Так как все пять факторов, участвующих в рудообразовании, независимы друг от друга, то естественно, что согласованное, т. е. аккумулирующее, их действие должно было представлять собой явление достаточно редкое в истории Земли и каждый раз ограниченное в пространстве. Именно это обстоятельство и является причиной того, что рудные тела относительно редки в стратисфере и ограничены по массе сконцентрированного в них материала. Так, масса углерода, сосредоточенного в углях,

составляет примерно 0,001 массы рассеянного в породах $C_{орг}$, а масса $C_{орг}$ в нефтях образует всего 0,000003 рассеянного. Рудное железо (учтенное) составляет около 0,0001 рассеянного и т. д. Разнобой в действии рудообразующих факторов встречался чаще и представлял собой, по-видимому, обычное нормальное явление на стадии гумидного седиментогенеза. Отсюда недоразвитые и эмбриональные формы рудообразования встречаются несравненно чаще нормально развитых и концентрируют в себе гораздо бóльшие массы рудного компонента (например, железо в глауконитовых песках и др.).

Хотя общая генетическая схема рудообразования применима ко всем высококонцентрированным накоплениям компонентов, все же в каждом конкретном случае процессы, формирующие руду, имели черты особые, индивидуальные; они в литературе и разработаны. При этом оказалось, что некоторые руды фациально и генетически близки друг к другу, другие — далеки. Это позволило автору выделить четыре фациально-генетических типа гумидных накоплений, впервые охарактеризованных еще в 1957 г., позже — в 1960 и 1963 гг.

Первую рудную группу образуют россыпные месторождения алмаза, Au, Sn, Ti, тяжелых редких элементов и редких земель. Входящие в нее соединения практически нерастворимы в воде и могут мигрировать только в виде твердых фаз, в составе взвесей или волочением по дну. Характерную особенность группы составляет резко выраженное тяготение к зонам гумидного климата, за пределы которого они выходят редко; это связано с обязательностью интенсивного выветривания материнских пород, высвобождающего названные минералы из вмещающей их массы нерудного вещества.

Вторая группа рудных накоплений представлена рудной триадой Al—Fe—Mn. Входящие в нее компоненты уже обладают растворимыми в воде соединениями, что делает триаду в целом геохимически более подвижной в природных условиях сравнительно с первой группой. Но величина подвижности у разных членов триады все же невелика, а главное — неодинакова: наименьшая у первого члена группы — у алюминия, заметно бóльшая — у железа, максимальная — у марганца. Это и придает индивидуальность фациальным профилям их отложений (см. фиг. 36).

Триада Al—Fe—Mn в целом — типичное образование гумидного климата, но месторождения марганца могут иногда слегка заходить в периферическую полосу засушливой зоны.

Третью группу образуют месторождения $P—CaCO_3—MgCO_3—SiO_2$. В целом эта группа наиболее геохимически подвижна по сравнению с предыдущей. Слагающие ее компоненты не насыщают речной и морской воды, поэтому в формировании ее накоплений решающее значение приобретал биогенный, а не хемогенный фактор, за исключением фосфоритов; возникновение их, по-видимому, происходило химическим путем, но вся подготовка к садке фосфата была связана с биосом (по схеме А. В. Казакова, модернизированной автором этих строк в 1960 г.). Это обстоятельство обусловило возможность накопления $P—CaCO_3—MgCO_3—SiO_2$ не только в пределах гумидной зоны, но и в зоне аридной, причем в последней даже гораздо более интенсивно, чем в первой. Короче говоря, это — биклиматическая группа, в отличие от двух предыдущих, моноклиматических.

В четвертую группу входят накопления органического вещества в виде углей и горючих сланцев — планктоногенных (чаще всего) и бентогенных (редко). Угли представляют собой типичные моноклиматические — гумидные — накопления; горючие сланцы — биклиматические, но в аридной зоне они возникали лишь при самом начале осолонения бассейна.

Рассмотрим теперь некоторые детали аутигенного породообразования в намеченных группах.

9. Фациальные профили и вещественный состав рудной триады Al—Fe—Mn

Оставив в стороне накопления первой группы, мы остановимся подробнее на генезисе рудной триады, тетрады и накоплений органического вещества. Еще в конце 30-х годов автором были построены фациальные профили для триады Al—Fe—Mn (см. ч. II). Новые данные, полученные с тех пор, ничего не изменили в этих профилях, но показали, что сами профили отчетливо предопределяют место разных членов рудной триады внутри осадочных толщ.

Фациальный профиль бокситов характеризуется резко выраженным тяготением к континентам и лишь малым захождением руд в море, причем в последнем они формировались в непосредственной близости к берегу. С таким характером фациального профиля бокситов связано то обстоятельство, что, будучи членом какой-либо гумидной толщи, морской или континентальной, *они всегда и без исключений приурочиваются к ее периферическим частям, к самым краям области осадкообразования, к зоне выклинивания осадков и перехода к выветривающейся и денудирующейся площади* (Горецкий, 1960). При изменениях седиментационной области толщи, вызываемых движениями земной коры, перемещалась и бокситообразующая зона, но краевое положение ее и ближайшее соседство с водосборной площадью оставались при этом неизменными. Так обстоит дело с эйфельскими и раннефранскими бокситами Урала (С. М. Андронов) и Боксона (П. В. Орлова), с мезо-кайнозойскими бокситами Западно-Сибирской низменности, притом на всех ее бортах: западном — Уральском, южном — Казахстано-Алтайско-Саянском и восточном — вдоль Сибирской платформы. То же и в C_1^h Русской платформы. Как показала П. В. Орлова, бокситы лежат по бортам Московской синеклизы, на склоне Балтийского щита (Тихвинское, Североонежское), на краю Тиманского поднятия, по южному и восточному краям Воронежского выступа. Эти и другие, здесь опущенные, примеры показывают, что *краевое положение бокситовых накоплений внутри каждой бокситоносной области твердо установлено.* По направлению внутрь этой области континентальные бокситы обычно быстро выклиниваются, замещаясь сухарными и огнеупорными глинами, в основном каолиновыми, но с большей или меньшей примесью гидроокислов Al_2O_3, а также чистыми каолинами. Очень характерна также частая связь бокситов с корой выветривания. В тех случаях, когда их ложем являются не известняки, а другие породы, в основании бокситового тела под поверхностью размыва всегда сохраняются остатки коры выветривания каолинового типа, а в отдельных, пока единичных случаях — с накопленными в ней гидроокислами Al_2O_3 (Никопольское, Белгородское, Североонежское, Татарское, Арканзасское месторождения). Геосинклинальные бокситы, переходя в краевую часть моря, быстро выклиниваются.

Существенно иначе выглядит фациальный профиль оолитовых железных руд. Он резко сдвинут в сторону моря сравнительно с бокситовым. Отсюда оолитовые руды железа, хотя и занимают периферическое положение в осадочных морских толщах, но заходят гораздо дальше внутрь них сравнительно с бокситами. Теряется и связь руд с синхронич-ной им корой выветривания, каолиновыми и огнеупорными глинами. И если бокситы целиком или почти целиком принадлежат к красноцветной окислительной фации, то железные оолитовые руды лишь частично принадлежат к ней, в подавляющем же большинстве случаев они относятся к восстановленной сероцветной (или зеленоцветной).

Что касается марганцовых руд, то они еще дальше смещаются в открытое море, сравнительно с железными, принадлежат целиком к восстановленной сероцветной фации и дальше железных руд заходят во внутренние части осадочных морских толщ.

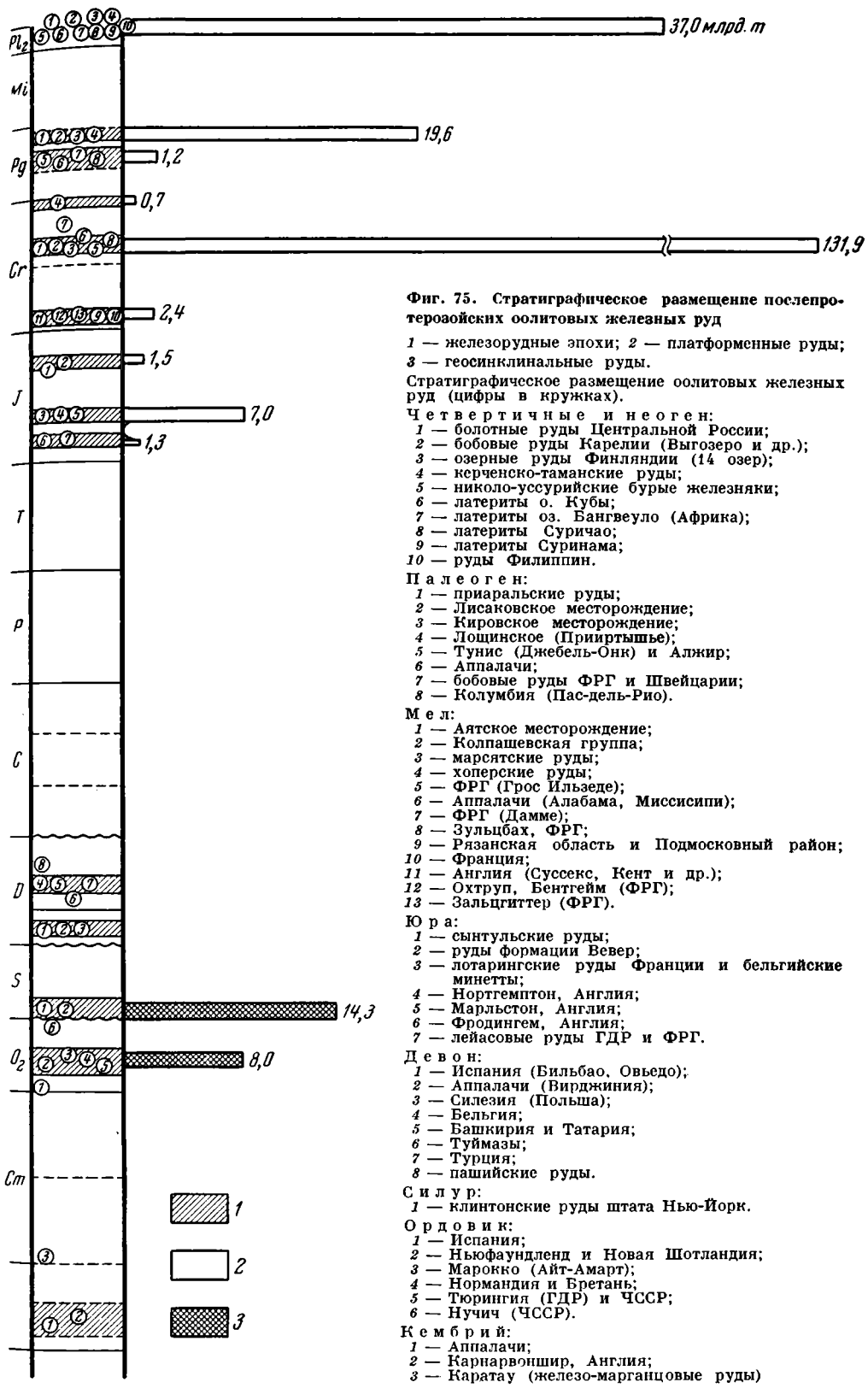
Так, триада *бокситы→оолитовые Fe-руды→Mn-руды демонстрирует единый ряд месторождений, фациальные профили которых последовательно смещаются от континентальных массивов в сторону моря, хотя в последнем и не выходят из его прибрежной рудообразующей зоны.*

Обладая своеобразными фациальными профилями, члены триады отличаются рядом характерных геохимических признаков и своеобразными соотношениями во времени и пространстве. Сопоставим, прежде всего, кларки концентраций главных слагающих их химических компонентов.

В каждом рудном месторождении резкое повышение концентраций основного рудного элемента всегда сопровождается значительным увеличением содержания еще одного, двух или трех и более дополнительных элементов, кларки концентраций которых часто превосходят кларк концентраций рудного элемента. Но в рудах разных групп эти сопровождающие компоненты концентрируются с резко различной силой. Так, в бокситовых месторождениях, помимо Al_2O_3 с кларком концентраций обычно от 2 до 3—3,5, всегда повышены кларки концентраций железа (1,5—5), титана (2—4), Ga, Zr, Sc и вообще гидролизатов. В железорудных месторождениях всегда и с гораздо более высокими кларками концентраций присутствуют фосфор и марганец, а также V, As, Cr. В марганцовых месторождениях обычно очень резко выражен кларк концентраций марганца (до 200), железо либо не концентрируется совсем, либо очень слабо (1—3); среди малых элементов повышенные концентрации показывают главным образом никель, кобальт, медь, молибден, отчасти вольфрам.

Каждое из месторождений руд, входящих в триаду, взятое в отдельности, геохимически обычно довольно монолитно, однообразно по составу, мало изменяется по простиранию в смысле соотношения главных образующих его компонентов и в пределах единого контура рудного тела в подавляющем большинстве случаев не переходит в месторождение какого-либо другого металла. Соотношения $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ в бокситовых месторождениях вообще (например, мезозойских на Урале) могут, как в свое время указал А. Д. Архангельский (1937), плавно изменяться от чисто бокситовой руды до чисто железной с небольшой примесью бокситового вещества. Но разные стадии такого перехода фиксируются разными месторождениями, генетически и географически обособленными и не составляющими реального продолжения друг друга. Внутри же каждого отдельного месторождения соотношения $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ обычно гораздо у́же (единицы процентов), и переход бокситов в железные руды происходит относительно редко, и если имеет место, то железорудный прослой представляет собой подчиненное местное явление на фоне однообразной бокситовой руды. Интересна локализация железорудных накоплений внутри бокситового тела. В ряде случаев (на Южном Тимане и в других местах) они возникают на ближнем выклинивании бокситов; при этом Fe-руды явно обогащены свободным глиноземом. В других месторождениях (Североонежское, Южный Урал — D_3^1) железные руды локализованы на дальнем выклинивании. Но в большинстве случаев накопления железа внутри бокситового тела не имеют четко выраженной закономерной позиции.

Точно так же среди многочисленных железорудных месторождений известны лишь единичные случаи, когда среди железорудного тела обособляются незначительные участки, настолько обогащенные марганцем, что приближаются к убогим марганцовым рудам. Таковы, например, соотношения в западной части Эльтигенской мульды Керченского железорудного бассейна, в одном из месторождений докембрийских руд оз. Верхнего, в малохинганских джеспилитовых рудах. Но это — весьма редкие случаи, к тому же, как правило, ничтожные по количеству марганцовых накоплений среди железных руд; подавляющее же большинство железорудных месторождений, несмотря на колебания в химическом составе руд, остается строго железорудным в пределах рудного тела. У мар-



Фиг. 75. Стратиграфическое размещение послепротерозойских оолитовых железных руд

1 — железорудные эпохи; *2* — платформенные руды; *3* — геосинклинальные руды.

Стратиграфическое размещение оолитовых железных руд (цифры в кружках).

Четвертичные и неоген:
1 — болотные руды Центральной России;
2 — бобовые руды Карелии (Выгозеро и др.);
3 — озерные руды Финляндии (14 озер);
4 — керченско-таманские руды;
5 — николо-уссурийские бурые железняки;
6 — латериты о. Кубы;
7 — латериты оз. Бангвеуло (Африка);
8 — латериты Суричао;
9 — латериты Суринама;
10 — руды Филиппин.

Палеоген:
1 — приаральские руды;
2 — Лисаковское месторождение;
3 — Кировское месторождение;
4 — Лощинское (Прииртышье);
5 — Тунис (Джебель-Онк) и Алжир;
6 — Аппалачи;
7 — бобовые руды ФРГ и Швейцарии;
8 — Колумбия (Пас-дель-Рио).

Мел:
1 — Аятское месторождение;
2 — Колпашевская группа;
3 — марсятские руды;
4 — хоперские руды;
5 — ФРГ (Грос Ильзеде);
6 — Аппалачи (Алабама, Миссисипи);
7 — ФРГ (Дамме);
8 — Зульцбах, ФРГ;
9 — Рязанская область и Подмосковный район;
10 — Франция;
11 — Англия (Суссекс, Кент и др.);
12 — Охтруп, Бентгейм (ФРГ);
13 — Зальцгиттер (ФРГ).

Юра:
1 — сынтульские руды;
2 — руды формации Вевер;
3 — лотарингские руды Франции и бельгийские минетты;
4 — Нортгемптон, Англия;
5 — Марльстон, Англия;
6 — Фродингем, Англия;
7 — лейасовые руды ГДР и ФРГ.

Девон:
1 — Испания (Бильбао, Овьедо);
2 — Аппалачи (Вирджиния);
3 — Силезия (Польша);
4 — Бельгия;
5 — Башкирия и Татария;
6 — Туймазы;
7 — Турция;
8 — пашийские руды.

Силур:
1 — клинтонские руды штата Нью-Йорк.

Ордовик:
1 — Испания;
2 — Ньюфаундленд и Новая Шотландия;
3 — Марокко (Айт-Амарт);
4 — Нормандия и Бретань;
5 — Тюрингия (ГДР) и ЧССР;
6 — Нучич (ЧССР).

Кембрий:
1 — Аппалачи;
2 — Карнарвоншир, Англия;
3 — Каратау (железо-марганцовые руды)

ганцоворудных осадочных месторождений признаков перехода в другие руды не констатировано. Таким образом, *бокситовые, железные и марганцовые руды представляют собой накопления четко индивидуализированные, отграниченные друг от друга и сами по себе достаточно однородные.* В тех же случаях, когда в пределах одного рудного тела появляются локальные резкие обогащения другим рудным элементом триады, в пространственном расположении этих обогащенных участков обычно нет ясно выраженной закономерности с точки зрения химической дифференциации вещества.

Весьма своеобразны, наконец, хронологические и пространственные соотношения членов триады.

В монографии, посвященной железорудным фациям и их аналогам в истории Земли (Страхов, 1947а), было показано, что формирование железных руд было процессом прерывистым и что в послепротерозойской истории было 12—13 железорудных эпох, в промежутках между которыми железорудный процесс практически приостанавливался. Хронология этих эпох только для оолитовых гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд вместе с относящимися к ним месторождениями показана на фиг. 75. Аналогичная работа по стратиграфии бокситов и марганца вскрыла, что бокситорудные и марганцоворудные эпохи либо совпадают с железорудными, либо чрезвычайно близки к ним. Это означает, что по физико-географическим условиям эпохи, благоприятствовавшие формированию одного из членов триады Al—Fe—Mn, одновременно были благоприятны и для формирования других ее членов. В то же время *при наличии в каком-либо стратиграфическом горизонте руд одного металла близ этого месторождения по простиранию того же горизонта (т. е. внутри одного и того же бассейна) обычно не бывает сколько-нибудь заметных месторождений другого элемента.* Так, например, ни вблизи, ни вдали от олигоценового Чиатурского рудного бассейна нет месторождений железа и бокситов, строго синхроничных марганцовым рудам и отложенных в том же водоеме из единого питающего потока. То же наблюдается в Никопольском бассейне; накопления алюминия и железа здесь более древние сравнительно с накоплением марганца. Ни вблизи, ни вдали от лотарингских месторождений юрского периода в том же водоеме нет ни крупных, ни мелких месторождений марганцовых руд и бокситов. То же относится к месторождениям североуральских девонских бокситов, Керченскому, Клинтонскому, Хоперскому, Тульскому, Липецкому железорудным месторождениям, североуральским марганцовым и ряду других. Лишь очень редко, например в девоне Южного Урала, бокситовые месторождения пространственно сравнительно близки к железорудным и в них, возможно, переходят. Но генетических серий из месторождений всех трех элементов Al, Fe, Mn, возникших внутри одного и того же бассейна и строго синхроничных, замещающих друг друга по простиранию, до сих пор, насколько известно, не открыто. Эти факты ясно показывают, что месторождения железных, марганцовых и бокситовых руд, как правило, пространственно и хронологически отделены друг от друга, и их возникновение происходило за счет питания из разных и разновременных, самостоятельных источников.

10. Генезис послерифейских бокситов

В результате работ, проведенных в 40—60-е годы, представления о генезисе бокситов существенно изменились против того, что было в конце 30-х годов. Тогда, как мы знаем, решительно господствовала хемогенная концепция А. Д. Архангельского, сочетавшаяся с отрицанием существования бокситов как конечного звена в ходе латеритного выветривания. Сейчас реальное существование латеритных бокситов стало общепризнанным и не только в современности, но и в геологическом прошлом.

Детальное же петрографическое исследование бокситов установило чрезвычайно широкое развитие в них обломочных структур с обломками цемента, бобовин (Г. И. Бушинский, Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова, Б. П. Кротов, А. К. Гладковский и др.). В то же время работами Ю. К. Горецкого по красноцветам Батумского района подтверждена чрезвычайно малая подвижность Al_2O_3 и TiO_2: если в поровых водах элювия обнаруживалось 2—4 *мг* Al_2O_3 и доли миллиграмма титана, то в воде ручья, дренировавшего его, титан уже отсутствовал, а содержание Al_2O_3 падало до долей миллиграмма в литре. Все эти факты подорвали хемогенную гипотезу и возродили прежнее представление С. Ф. Малявкина об осадочных бокситах как переотложенном глиноземном горизонте коры выветривания, но только подвергшемся, возможно, в диагенезе дополнительной бокситизации (Г. И. Бушинский, Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова), интенсивность которой, однако, объективно пока не установлена и разными исследователями оценивается по-разному. В недавнее время, вслед за Д. Бардоши (Bardossy, 1958), Н. А. Лисицыной, М. В. Пастуховой (1963), Г. И. Бушинским (1963) было обращено внимание на наличие позитивной корреляции в бокситах многих месторождений между Al_2O_3 и TiO_2, причем в случаях, когда бокситы залегали на коре выветривания, оказалось, что значения титанового модуля в бокситах унаследованы ими от коры. Эти соотношения целиком укладываются в представление о бокситах как о механически переотложенном глиноземном горизонте коры выветривания, испытавшем некоторую переработку в диагенезе. Вместе с тем рядом исследователей отмечено несомненное наличие в бокситах вторичных образований. Так, Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова (1961) установили в мезозойских бокситах наличие вторичного хлорита, сидерита и пирита, развивавшихся в указанной последовательности за счет вод, просачивавшихся в бокситы из вышележащих отложений и содержавших растворенную органику, при отсутствии кислорода. Б. М. Михайловым обнаружены случаи ресилификации бокситов. Нередко развито отбеливание бокситов, с выносом из отбеленной зоны не только Fe_2O_3, но и значительных масс Al_2O_3, что придает пестроту рудному горизонту (М. В. Пастухова).

11. Генезис оолитовых железных руд

Существенно иначе протекали процессы формирования оолитовых гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд. *Эти руды значительно сдвинуты в море сравнительно с бокситами даже морского происхождения.* Такого рода сдвинутость указывает, несомненно, на миграцию рудного компонента в значительно более транспортабельной, чем у алюминия, подвижной форме, каковой естественно считать растворы. Действительно, возможности перемещения в растворенном состоянии у железа имеются, ибо, кроме весьма мало растворимой гидроокисной формы, у него существует еще форма закисная, гораздо более растворимая. Но закисное бикарбонатное железо может накапливаться в растворе лишь в восстановительной среде, лишенной свободного кислорода. В природе такие условия реализуются в обширных заболоченных пространствах, дренаж которых, как видно на примере р Оби и ее притоков (Страхов, 1960, «Основы теории литогенеза, т. I, гл. I), дает речные воды с высоким содержанием Fe^{2+} (до 14 *мг/л* и выше?) при малом количестве разбавляющего взвешенного терригенного материала. Такие условия, может быть, с еще менее выраженным сносом терригенной силикатной мути, принципиально уже создавали предпосылки для хемогенного образования в геологическом прошлом железорудных месторождений оолитового гидрогётит-шамозит-сидеритового типа.

Формирование этих руд поэтому необходимо связывать с дренажем высокожелезистых вод, возникших в областях более или менее значительного заболачивания, которое в одних случаях сопровождалось возникновением и фоссилизацией торфяников, в других — не давало сколько-нибудь заметных торфяных пластов и бесследно исчезало в ходе последующей истории данного участка.

Судьба растворенного железа, в больших количествах поступавшего в реки с болотными водами, была неодинакова, но зависела от размеров речного водотока.

В крупных реках растворенное железо успевало уже в пределах реки полностью окислиться и перейти в «ржавец», который затем оседал вдоль магистрального потока, частью размазываясь в его аллювии, частью концентрируясь в отдельных его участках и образуя руды (Лисаковское месторождение, Талды-Эспе в Северном Приаралье). При значительной протяженности рек руды сосредоточивались только в пределах долины, в ее верхней, средней или нижней частях, не доходя до конечного водоема стока; возникал аллювиальный тип оолитовых руд. В реках меньшей длины железо доходило до устьевых их областей, где формировались дельтовые или лиманные оолитовые руды (Кок-Булак у Аральского моря). И только в небольших реках и ручьях растворенное железо успевало дойти до конечного водоема стока — моря или озера и осесть в нем, образовав бассейновые оолитовые руды (Лотарингское, Керченское, Клинтонское и многие другие месторождения). При этом и в последнем случае железо, по-видимому, лишь частично поступало в бассейн в растворенном виде, частично же коагулировало еще в реке и сносилось в водоем в виде «ржавца» — гелевых сгустков. В некоторых условиях имело место и непосредственное высачивание в водоеме грунтовых железистых вод на побережье, или у уреза воды, на дне в прибрежной зоне. Так, расстояние от заболоченной области питания до конечного водоема стока уже предопределяло развитие того или иного фациального типа оолитовых руд. Чем короче было оно, тем больше возможностей создавалось для возникновения руд бассейнового морского или озерного типа.

В прибрежной островной зоне моря «ржавец» того и другого происхождения испытывал участь любого взвешенного материала: он разносился движениями воды и оседал в тех прибрежных западинах моря или в затишных (околоостровных, межостровных) участках дна, которые вообще являлись ловушками мелких частиц. *Так благодаря сложному рельефу дна прибрежная часть моря становилась ловушкой железа, выброшенного поверхностными водотоками, и давала начало железорудному месторождению бóльших или меньших размеров, смотря по массам поступавшего в бассейн железа.* Особенно легко это осуществлялось тогда, когда в островном море над западинами возникала система циркулярных течений, как в современном Карском море, удерживавшая бóльшую часть взвесей Fe в прибрежной зоне. То, что железо при образовании морских оолитовых руд действительно переносилось весьма малыми по размерам реками, наглядно демонстрируется тесным прилеганием этих руд к герцинским массивам Западной Европы, являвшимся для руд поставщиками рудных растворов. То же самое демонстрируют Аятское, Мугайское и Сосьвинское месторождения, а также Керченский железорудный район и сынтульские руды.

Переработка осажденных гидроокисных руд железа и других одновременно осевших руд в минералогически и структурно сложное тело происходила, как и в других случаях, в диагенезе. Эта концепция с некоторыми вариациями повторена в ряде работ по Керченскому железорудному бассейну (Малаховский, 1956; Юрк и др., 1960; Шнюков, Науменко, 1966; Литвиненко и др., 1967; и др.) по приаральским рудам (Формозова, 1959), по Западно-Сибирскому бассейну (Белоус и др., 1964) и стала сейчас, кажется, общепринятой.

12. Генезис марганцовых руд

Формирование марганцовых осадочных руд происходило принципиально по той же схеме, что и руд железных. Но в составе марганцовых руд есть одна особенность, которая указывает на специфическую черту процесса их образования: очень высокий марганцовый модуль (Mn : Fe), достигающий 20—30 и до 70. Он указывает, что *в процессе формирования марганцовых руд происходило резко выраженное отделение железа от марганца.* Спрашивается, когда и где оно имело место?

Согласно широко распространенному мнению, при возникновении осадочных марганцовых руд вообще и наиболее крупных из них олигоценовых, в частности, железо перемещалось с водосборов вместе с марганцем в растворенном виде. Но в ходе транспортировки марганец отделялся от железа; последнее осело в путях миграции раньше, марганец — позже, сформировав самостоятельные месторождения. Причиной отделения была бóльшая чувствительность железа к изменению режима pH и Eh, чем марганца.

Эта схема была применена А. Г. Бетехтиным к чиатурским рудам еще в 1937 г., а позже В. И. Грязновым и др. (1964) — к южноукраинским. За рубежом она пропагандируется К. Краускопфом (Krauskopf, 1957), поставившим для ее проверки экспериментальные работы, показавшие реальную эффективность режима Eh—pH в качестве фактора, способного произвести отделение марганца от железа.

Казалось бы, традиционная схема получила сейчас физико-химическое и экспериментальное подтверждение и может считаться обоснованной. В действительности, однако, дело обстоит не так. В схеме имеется один весьма существенный пробел, на который почему-то до сих пор не обращали внимания.

Дело в том, что если железо было действительно отделено от марганца в путях их переноса, то оно должно было выпасть где-то в прибрежной зоне, в полосе, более близкой к берегу, чем руды марганца, ибо это с неизбежностью вытекает из гораздо меньшей геохимической подвижности железа, чем марганца. При этом массы выпавшего железа ни как не могли быть существенно меньше масс осажденного рудного марганца, т. е. в результате их осаждения должны были образоваться *богатые железом породы или даже руды. Но ни на одном из палеоценовых и олигоценовых месторождений, изученных автором (с сотрудниками), не имеется сейчас никаких следов усиленного накопления железа в более прибрежных или континентальных отложениях, синхронных марганцовым рудам; нет следов и былого их нахождения здесь в виде, например, механически переотложенного их детрита в более молодых породах.*

Больше того, изучение распределения марганца и железа в осадках олигоценового бассейна в целом вскрыло чрезвычайно важное обстоятельство. Вне собственно рудных площадей марганец и железо находятся строго на кларковом уровне и при переходе от прибрежных отложений к пелагическим и более глубоководным согласно и одновременно повышают свои концентрации. Так как нижнеолигоценовый бассейн был достаточно велик по площади, то на отдельных его участках в наиболее глубоководной части Предкавказья содержания марганца и железа слегка даже превышают кларковый уровень, показывая тем самым, что и в древних водоемах действовало то же правило о связи содержаний элементов в пелагических отложениях с размерами бассейна, что и в водоемах современных. В целом же на всей площади нижнеолигоценового моря вне прибрежных рудных участков поведение марганца и железа сходно: *они не отделяются друг от друга, а живут общей жизнью.* Но на локальных участках оруденения их поведение сразу становится иным: марганец резко отделяется от железа, резко обогащает породу, железо

же находится в руде на уровне кларка, а чаще даже более низком; причем, повторяю, нет никаких следов того, что железо, отделявшееся от марганца, оседало где-либо в прибрежной зоне.

При такой ситуации становится совершенно ясным, что *традиционная генетическая схема не отвечает природе. Реальный ход процесса был совершенно иным. Отделение элементов друг от друга происходило еще при формировании коры выветривания на водосборах, питавших рудные площади осадочным материалом.*

Эта идея была выдвинута мною еще в 1960 г. при общем сравнительном рассмотрении генезиса железных и марганцовых руд (Страхов, 1960—1962) и была применена затем конкретно к палеогеновым месторождениям (Страхов, 1964). Самый же механизм отделения представляется следующим.

При вскрытии эрозией новых, прежде погребенных площадей пород, первично несколько обогащенных марганцем (2—10 кларков), и при начале их выветривания элювий длительное время находился на щелочной стадии при нейтральных значениях Eh. Это сочетание разрешало интенсивный вынос марганца (вместе с Na, Ca, Mg, SiO_2), но удерживало в коре железо. Селективно выщелачиваемый из пород марганец сопровождался лишь следами железа и малых элементов, которые соосаждались с ним в море и создавали марганцовые руды, бедные железом и со специфическим набором малых элементов. Пока разраставшаяся вглубь щелочная кора выветривания еще могла поставлять в раствор много марганца, в море шло формирование марганцового месторождения. С исчерпанием в коре легкоподвижного марганца прекратилась его рудная садка в бассейне. Добавим, что при селективном выщелачивании марганца вместе с Ca, Mg, Na в коре могло и не накапливаться больших масс остаточного железа, а происходить лишь некоторое ее ожелезнение. Поэтому искать на водосборах, синхроничных марганцовым рудам, коры с обязательным огромным накоплением в них железа принципиально неправильно.

Существуют ли доказательства возможности течения процессов в коре выветривания по предложенному пути? Да, существуют, притом двоякие. Отметим прежде всего, что при сравнительном изучении Н. А. Лисицыной (1968) поведения элементов в третичных корах выветривания амфиболитов Украинского щита и порфиритов Казахстана выяснилось, что по геохимической подвижности в этих корах марганец относится к первой группе — легкоподвижных элементов, включающей Na, K, Ca, Mg. Его подвижность такая же, как у Na, и может быть оценена числом 25. Железо, наоборот, принадлежит к четвертой группе — неподвижных элементов, вместе с Al, Ti, Ca. Его подвижность оценивается в 1—1,2. При этом марганец проявляет подвижность в самые первые моменты формирования коры, в ее нижней зоне. Другим доказательством являются опыты К. Краускопфа (1963). 20 *г* тонко раздробленного порошка базальта растворяли в дистиллированной воде, через которую пропускали затем пузырьки CO_2 и прибавляли 1*N* H_2SO_4. Через час в раствор перешло 5×10^{-4}% Mn и 230×10^{-4}% Fe^{2+}. Избыток кислоты нейтрализовали NaOH до тех пор, пока значение pH раствора не достигло 6—7. При постоянной поддержке pH раствора около 7 «происходит непрерывное осаждение железа, и через два дня его концентрация понижается ниже предела чувствительности, тогда как концентрация марганца практически остается неизменной. Вследствие этого образуется раствор, содержащий из тяжелых элементов только марганец, т. е. такой раствор, который необходим для объяснения происхождения месторождений марганца» (Краускопф, 1963, стр. 278).

Мы не можем механически применять эти опыты К. Краускопфа к коре выветривания, так как, когда она находится на щелочной стадии,

в ней нет свободной H_2SO_4, растворяющей субстрат. Но есть вода, все же являющаяся растворителем, и CO_2, переводящая растворимые катионы в бикарбонатную форму. Поэтому основным в опытах К. Краускопфа является доказательство того, что в щелочном растворе с pH порядка 7 и выше и Eh, близком к нейтральному, железо действительно иммобильно и в растворе присутствовать не может; марганец же имеет возможность накапливаться в больших количествах и резко отделяться от железа.

Таким образом, опыты К. Краускопфа вместе с наблюдениями Н. А. Лисицыной *указывают на принципиальную допустимость изложенной выше схемы отделения марганца от железа еще в коре выветривания при формировании рудного раствора и до вступления его в миграцию в речных водотоках.*

Но, допустимая принципиально, эта схема для своей реализации в природе требует определенных историко-геологических предпосылок. Ими являются: а) включение в выветривание новых, свежих участков пород с повышенными (2—10) кларковыми содержаниями марганца; б) такое сочетание тектонического режима и климатических условий, которое длительно задерживало бы кору выветривания на щелочной стадии, содействуя тем самым выщелачиванию из нее марганца и иммобильности железа.

Рассмотрим, каковы были предпосылки рудообразования в олигоценовое время, сейчас наиболее изученные.

Яснее всего это можно наблюдать на Чиатурском месторождении. Полимиктовый состав песчано-алевритовых пород подрудного и рудного горизонтов свидетельствует о том, что на водосборах в это время действительно не было сколько-нибудь развитой коры выветривания; формирование ее находилось здесь на первой — щелочной стадии, благоприятствовавшей выносу марганца из выветривавшихся пород, при задержке в коре железа. С этим согласуется и монтмориллонит-гидрослюдистый состав минералов в более тонкозернистых породах.

На Мангышлакском месторождении состав песчано-алевритовых пород мезомиктовый, что также свидетельствует об умеренно развитом выветривании. Бросается в глаза отсутствие в составе глинистых минералов каолинита при обилии гидрослюд и частью хлорита и монтмориллонита, что прямо указывает на ограничение профиля выветривания щелочной стадией.

Поскольку при этом элювиальному выщелачиванию подвергались главным образом нижнемеловые породы, обогащенные марганцем, обстановку на Мангышлаке также следует считать благоприятной для выноса марганца в море при иммобильности в его коре железа.

Сложнее была ситуация на Южно-Украинских месторождениях. В направлении от бучакского яруса к киевскому и харьковскому нарастает разнообразие терригенных минералов по составу и степени их устойчивости. Бучакские слои содержат ограниченный комплекс наиболее устойчивых тяжелых минералов — циркон, турмалин, рутил; умеренно устойчивые гранат и эпидот присутствуют в качестве примеси, составляя от долей процента до 22% максимально. В киевских отложениях число тяжелых минералов увеличивается до 12, причем главную массу (более 50%) образуют уже умеренно устойчивые гранат и эпидот — цоизит. Содержание циркона, турмалина, рутила падает до 20—30%. В харьковском ярусе, начиная с рудного горизонта, набор тяжелых минералов увеличивается еще более, достигая 15 видов, причем не только резко господствуют умеренно устойчивые эпидот и гранат, но появляются неустойчивые — роговые обманки, биотит, хлорит, хлоритоид. Эта смена терригенных минералов свидетельствует, очевидно, о том, что в бучакское время на водосборах, питавших седиментацию на

будущей площади месторождений, были развиты самые верхние, наиболее зрелые горизонты коры выветривания. В киевское время эти горизонты коры на водосборах уже отсутствовали, разрушались менее выветрелые зоны, содержавшие менее устойчивые минералы в комбинации с кварцем. В харьковское же время денудация зашла настолько далеко, что стала затрагивать глубокие горизонты коры амфиболитов и других пород, содержащих малоустойчивые биотит, роговую обманку, хлорит, хлоритоид. Мы вправе заключить, что в это время верхние кислые горизонты коры выветривания были уже повсеместно (или во всяком случае на главной части водосборной площади) смыты и обнажались низкие, менее зрелые зоны коры, отвечающие щелочной стадии элювиального процесса, благоприятствовавшие миграции марганца и задержавшие in situ железо.

Серьезное подтверждение этой мысли дает состав глинистых минералов в южноукраинских рудах. Изучение их В. И. Грязновым (1964) обнаружило, что они представлены монтмориллонитом и ферримонтмориллонитом; каолинит отсутствует. Специфический состав глин Южно-Украинских месторождений мог возникнуть лишь от размыва нижней монтмориллонитовой зоны метабазитов, при формировании которой среда была щелочной, а марганец, как показали работы Н. А. Лисицыной (1965а, 1968), интенсивно выносился.

Этот вывод тем более правилен, что каолиниту, смываемому с водосборов, свойственно отлагаться, как убедительно было показано М. А. Ратеевым (1964), в прибрежных участках моря, особенно в таких западинах рельефа дна, в которых отлагались марганцовые руды; а между тем нигде в руде каолинита нет, как нет и в чиатурских рудах, синхронных заведомо очень слабо развитой коре выветривания.

Данных для суждения о ходе процесса на водосборах, питавших седиментацию Лабинского месторождения, пока нет. Но после сказанного выше едва ли можно сомневаться в том, что и здесь шел сходный процесс.

Таким образом, имеется достаточное число объективных данных для признания, что *в олигоценовое время первая предпосылка для отделения марганца от железа уже в ходе выветривания водосборов существовала.* За эоценовое время, особенно верхнеэоценовое, в эпоху предолигоценовой регрессии, наиболее зрелые горизонты коры выветривания — глиноземный и каолиновый, а также переходный к последнему — были на водосборных площадях Южно-Украинского бассейна постепенно смыты. Обнажились более низкие — монтмориллонитовый и гидрослюдисто-монтмориллонитовый горизонты элювия, находившиеся на щелочной стадии. Того же типа горизонт размывался и на Мангышлаке. На водосборах же Чиатурского месторождения кора выветривания только начинала формироваться. Все это и обусловило отделение Mn от Fe уже в коре выветривания пород, несколько обогащенных марганцем (2—10 кларков) и создало монометаллические марганцовые руды в бассейне.

В том же направлении действовала и общая историко-геологическая обстановка олигоценового времени, особенно нижнего олигоцена; она отличалась сочетанием прогрессирующего усиления тектонических движений с некоторым похолоданием климата в одних местах (Украина. Закавказье), аридизацией в других (Мангышлак). На развитие коры выветривания обе эти особенности влияли в одном направлении. Они вызывали задержку формировавшегося элювия на щелочной стадии и тем самым реализовали вторую предпосылку, необходимую для массовой и длительной миграции марганца при задержке железа в коре выветривания.

Итак, и общая картина распределения Mn и Fe в осадках олигоценового моря (см. выше), физико-химические данные об условиях отделе-

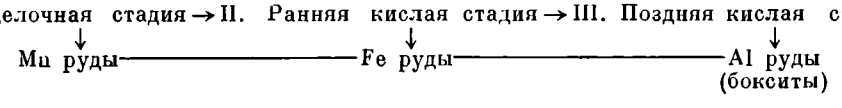
ния Mn от Fe, и историко-геологические условия, характерные для олигоценового времени на юге СССР, согласно свидетельствуют о том, что *отделение Mn от Fe происходило действительно не в путях миграции обоих элементов, а еще в коре выветривания на водосборных площадях. Отделение Mn от Fe при транспортировке в речных водотоках имело совершенно ничтожное значение*, а вернее, его не было вовсе благодаря малой длине этих водотоков, что непосредственно вытекает из палеогеографических карт олигоценового времени.

Из изложенного о генезисе бокситов, железных и марганцовых руд вытекает, что они должны быть связаны с разными стадиями элювиального процесса на водосборах. Действительно, элювиальные (латеритные) бокситы возникают, как известно, на самой конечной кислой стадии коры выветривания, а осадочные — озерные и морские — при последующем механическом переотложении латеритного горизонта. *И в том и в другом случаях препосылкой для бокситообразования является именно этот чрезвычайно далеко зашедший элювиальный процесс.* При смыве и отложении в депрессиях — особенно карстового рельефа — «недозрелой» коры выветривания часто имеет место последующая бокситизация осадка промывающими его водами, иначе говоря, дополнительное выветривание, доводящее его до высокой — кислой — стадии. Так или иначе — прямым или сложным путем — бокситы связываются генетически с доведенным до конца выветриванием исходных пород.

Железные руды коррелируют во времени также с кислой стадией коры, притом такой ее вариацией, когда пониженный pH элювия сочетается с пониженной величиной Eh, разрешающей миграцию Fe^{2+} в виде бикарбоната. Такое сочетание особенно легко и быстро устанавливается при некотором заболачивании верхнего горизонта элювия. Этот заболоченный слой как бы экранирует нижележащие слои от проникновения в них кислорода воздуха и одновременно снабжает их большим количеством CO_2 и растворимых органических соединений, редуцирующих Fe^{3+} породы до Fe^{2+}.

Что касается руд марганцовых, то благоприятные условия для их формирования создаются, наоборот, в начале элювиального процесса, на щелочной его стадии, на водосборах с несколько пониженными температурами и влажностью или даже с некоторой ксерофитизацией климата, что и позволяет геохимически довольно подвижному марганцу длительно и массово уходить из коры выветривания и более или менее значительно отделяться от железа, остающегося в коре и начинающего свою миграцию позже, на кислой стадии элювия.

Располагая элементы рудной триады по стадиям развития коры выветривания, получаем следующую схему:



Оказывается, что чем менее геохимически подвижен элемент, тем с более высокой стадией развития коры выветривания связано формирование его руд.

13. О специфике парагенезов рудных минералов в железных и марганцовых рудах и факторах, их определяющих

Длительное изучение геохимии рудной триады позволило подойти к рассмотрению вопросов, которые до самого недавнего времени почему-то выпадали из поля зрения литологов, в частности к вопросу о парагенезе рудных минералов и о факторах, его определяющих.

В табл. 44 приведены парагенезы минералов, фактически встреченные в разных частях пластов железных и марганцовых руд или установленных в них в результате стадиального анализа.

Таблица 44

Парагенезы аутигенных минералов в оолитовых железных рудах

		Зона ближнего выклинивания	Средние части рудного поля и зона выклинивания		
			Силикаты	Карбонаты	Сульфиды
Руды	Fe	Гидрогётит, гидрогематит, магнетит, гематит, глауконит	Лептохлориты с разными отношениями Fe^{3+} и Fe^{2+}	Сидерит с разными количествами $MnCO_3$, $MgCO_3$, $CaCO_3$	Пирит, пирротин
	Mn	Мало + Много (манганит ?)	+	+ Родохрозит кальциевый	
	P	Мало + Много — фосфоритовые желваки	+ Фосфоритовые конкреции	+ Вивианит и его производные, анапаит	
	Малые элементы	Мало + Много +	+		Сульфиды As, Cu, Pb, Zn
Рассеянные аутигенные минералы во вмещающих и замещающих породах		Гидрогётит, гидрогематит, гематит, глауконит	Лептохлориты с разными отношениями Fe^{3+} и Fe^{2+}	Сидерит (сидероплезит и др.)	Пирит (мельниковит)

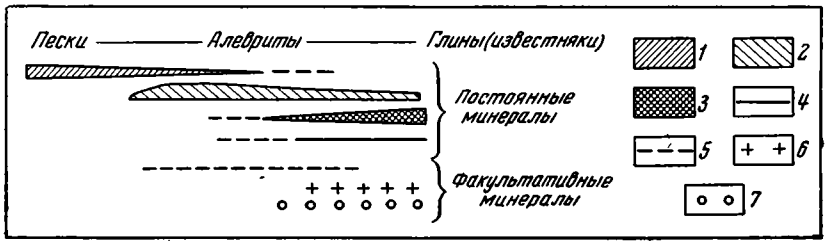
Примечание. + означает, что элемент не образует самостоятельного минерала, скрываясь в виде изоморфной примеси.

Как видим, парагенез железистых минералов в железных рудах отличается разнообразием минеральных групп. Это окислы и гидроокислы — гематит, гидрогематит, гидрогётит, гётит, магнетит; силикаты — глауконит и лептохлориты варьирующего состава; карбонаты — сидерит, сидероплезит и др.; сульфиды — пирит, марказит, иногда пирротин; наконец, фосфаты — вивианит, анапаит. Характерно, что входящие в эти группы минералы представляют собой обычно не индивидуальные соединения того или иного химического типа, а сложные изоморфные смеси: у гидроокислов — гидрогётиты разной обводненности; у лептохлоритов — минералы с разными содержаниями Fe^{3+} и Fe^{2+}, у карбонатов — $FeCO_3$, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и $MnCO_3$.

На поперечном профиле через железорудное месторождение видно обычно закономерное изменение минерального состава (фиг. 76). В зоне ближнего выклинивания, отвечающей пескам, в оолитах и цементе широко развит гидрогётит (или гематит), с которым ассоциирует шамозит, преимущественно или исключительно в цементе; иногда шамозита не бывает. Сидерита очень мало, чаще он отсутствует.

В средней части рудных месторождений, локализованной обычно в алевритах, количество гидрогётита снижается за счет замещения его

хлоритами и сидеритом; в некоторых рудах встречается аутигенный магнетит (минетты). В зоне же дальнего выклинивания среди более тонкозернистых вмещающих пород особенно развит сидерит. Он образует здесь обычно цементную массу, в которой расположены шамозитовые оолиты, и в некоторой степени замещает оолиты. Кроме того, сидерит образует здесь более или менее значительные конкреции, не имеющие оолитового строения, и довольно крупные пластообразные тела мощностью до 30 *см*, протягивающиеся иногда на десятки метров. В качестве примеси к сидериту здесь встречаются шамозит, пирит или марказит, в редких случаях — пирротин и вивианит (в керченских рудах), галенит и сфалерит (в лотарингских рудах). В целом же наблюдается весьма характерная аутигенно-минералогическая зональность рудного тела: в области ближнего выклинивания оно наиболее окислено, при приближении к области дальнего выклинивания — более редуцировано.



Фиг. 76. Размещение рудных минералов на поперечном сечении через железорудное месторождение

1 — окислы и гидроокислы железа; *2* — лептохлориты; *3* — сидерит; *4* — пирит; *5* — магнетит; *6* — пирротин; *7* — вивианит

В неметаморфизованных и невыветрелых рудах марганца (табл. 45) встречаются лишь группы марганцовистых минералов: окислы в виде манганита и карбонаты. Но в ряде случаев окисных минералов не бывает совсем, и первичными (диагенетическими) оказываются лишь карбонаты марганца (Большетокмакское месторождение). Силикаты и сульфиды марганца отсутствуют; только в Чиатурском месторождении А. Г. Бетехтин (1936) обнаружил гауэрит. Алабандин в неметаморфизованных марганцовых рудах встречен лишь в Улутеляке. Таким образом, *парагенез собственно марганцовых минералов в марганцовых рудах резко обеднен сравнительно с парагенезом железистых минералов в оолитовых железных рудах.* В этом — характернейшее отличие марганцовых руд от руд железных, имеющее, как увидим ниже, огромное значение для понимания механизма формирования парагенезов диагенетических минералов. На поперечном сечении через марганцоворудное тело распределение аутигенных марганцовых минералов в разных месторождениях значительно варьирует (см. фиг. 77). Так, в Чиатурском месторождении до его выветривания наблюдался постепенный переход от манганитовых руд в зоне ближнего выклинивания к чисто карбонатным — Са-родохрозитовым в зоне дальнего выклинивания. В Южно-Украинском бассейне самостоятельной манганитовой зоны в полосе ближнего выклинивания, по-видимому, не было; разрез рудного горизонта здесь представлял собой переслаивание карбонатных и манганитовых руд с преобладанием первых; на средних частях рудных площадей манганит постепенно убывал и руда становилась чисто карбонатной. В Большетокмакском месторождении диагенетической манганитовой фации также не было; она нацело вытеснялась карбонатной. Таким образом, парагенез аутигенных марганцовых минералов в марганцовых рудах был не просто обеднен-

Таблица 45

Парагенезы минералов в марганцовых рудах

Зона ближнего выклинивания		Средняя часть рудного поля и зона дальнего выклинивания			
Компоненты	Минералы	Силикаты	Карбонаты	Сульфиды	Фосфаты
Mn	Манганит	Нет!	Родохрозит, Са-родохрозит, олигонит, манганокальцит	Нет! В единичных случаях гаузрит	Нет!
P	+	+	+	—	Курскит и манганофосфат? (на Мангышлаке)
Fe	Гидрогётит, гётит	Глауконит марганцовистый	$FeCO_3$ как изоморфная примесь в карбонатах	Мельниковит, пирит, марказит	Нет
Малые элементы Co, Ni, Cu, Mo, W, Ba и др.	+	+	+ Барит	+ ?	Нет
Рассеянные аутигенные минералы во вмещающих породах	Гидрогётит, глауконит	Глауконит, лептохлориты с разными соотношениями Fe^{2+} и Fe^{3+}	Сидерит?	Пирит, мельниковит	Курскит и др.

Примечание. + означает, что элемент не образует самостоятельного минерала, но скрывается в виде изоморфной примеси, прочерк — сведений нет.

ным сравнительно с парагенезом в рудах железных, но и своеобразно измененным. Изменение вызывалось резким развитием карбонатов, которые «съедали» все прочие минеральные группы.

Рассмотрим теперь механизм, контролировавший формирование диагенетических минералов в железных и марганцовых рудах.

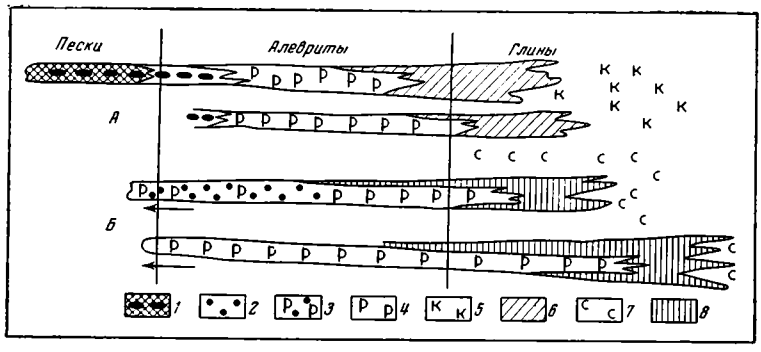
Анализу подлежат два вопроса.

Из таблиц 44 и 45 явствует, что подавляющая масса аутигенных минералов в обоих классах руд представлена соединениями двухвалентного железа и марганца. Между тем из хорошо аэрированной наддонной воды оба эти элемента поступали на дно, несомненно, в виде соединений более высокой валентности: Fe^{3+} и Mn^{4+}, а когда поступало Fe^{2+}, оно окислялось до Fe^{3+} при длительном нахождении в окислительной зоне осадка[1].

За счет какого же компонента происходила в осадке редукция Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+}? И почему при редукционных превращениях набор диагенетических минералов марганца в марганцовых рудах всегда гораздо беднее набора аутигенных минералов железа? Почему, в частности, нет ни силикатов, ни сульфидов марганца, тогда как силикаты и сульфиды железа всегда присутствуют, а первые часто сильно развиты?

В свете общих представлений о диагенезе (Страхов, 1953, 1954, 1960), единственным компонентом осадка, способным фигурировать в качестве редуцента железа и марганца, было органическое вещество. Зная содержание Fe^{2+} или Mn^{2+} в разных точках рудного пласта, можно подсчитать, сколько было израсходовано $C_{орг}$ на превращение в диагенезе Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+}. Получаются изменчивые, но в общем значительные

[1] Что доказывается работой И. И. Волкова (Волков, Севастьянов, 1968) по диагенезу черноморских осадков кислородной зоны Черного моря.



Фиг. 77. Схема диагенетической зональности в нижнеолигоценовых месторождениях до нарушения ее выветриванием

А — Чиатурское месторождение: вверху — верхняя, внизу — нижняя зоны разреза;
Б — Южно-Украинское месторождение: вверху — Западное и Грушевско-Басанское, внизу — Большетокмакское
1 — манганитовая руда с прослоями Са-родохрозита;
2 — оолиты и стяжения манганита среди карбонатной руды;
3 — Са-родохрозитовая руда с оолитами и стяжениями манганита:
4 — Са-родохрозитовая руда;
5 — марганцовистые кальциты;
6 — зона дальнего выклинивания Са-родохрозитовой руды;
7 — марганцовистые сидериты;
8 — олигонитовая руда.
Стрелкой показано направление к берегу бассейна

цифры: от 0,5—1,0% $C_{орг}$ в прибрежной полосе пласта, где Fe^{2+} (или Mn^{2+}) мало, до 5—6% $C_{орг}$ в наиболее удаленной от берега зоне руд, где практически все железо или марганец (28—35%) находится в закисной форме. Современные же, т. е. *остаточные*, содержания $C_{орг}$ в рудах невелики, около 0,5±0,2%. Это означает, что подавляющая масса органического вещества, первично находившегося в рудном осадке, исчезла, израсходовавшись на процессы редукции.

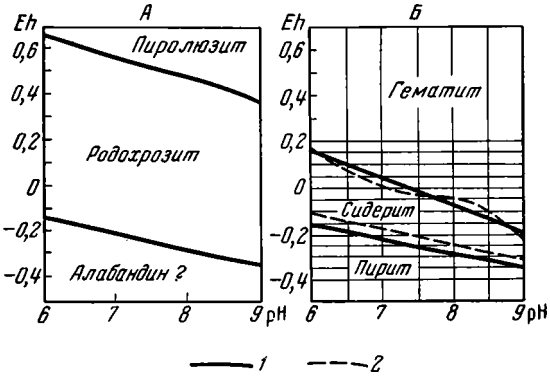
Учитывая, что в рудном осадке было очень много окислителя (Fe^{3+} или Mn^{4+}), легко отдававшего кислород редуценту, такое интенсивное «сгорание» органического вещества в диагенезе само по себе, естественно, удивлять не может. Поразительная ситуация возникает, однако, при сопоставлении первичных количеств $C_{орг}$ в рудах и во вмешающих и замещающих породах. В межрудных песках с обычным содержанием железа или марганца современный (т. е. остаточный) $C_{орг}$ исчисляется немногими десятыми долями процента, в алевритах — несколько выше, в глинах — до 1%. Все это обычные кларковые количества; такие же концентрации $C_{орг}$ свойственны и отложениям, замещающим железную или марганцовую руду по простиранию. Учитывая расход $C_{орг}$ на редукцию Fe^{3+} и Mn^{4+} в межрудных и замещающих руду отложениях, количество $C_{орг}$, первично присутствовавшего в этих осадках, приходится оценивать величинами не более 0,7—1,5—2%. Это намного меньше, чем первичное содержание $C_{орг}$ в рудных слоях.

Таким образом, получается, что рудный осадок, как железный, так и марганцовый, первично был резко обогащен органическим веществом относительно переслаивавшихся с ним межрудных и замещавших руду отложений; но это избыточное в руде органическое вещество большей частью было затем израсходовано в процессе редуцирования Fe^{3+} в Fe^{2+} или Mn^{4+} в Mn^{2+}.

Естественно встает вопрос: каким путем было возможно накопление больших избыточных масс органического вещества только в самом руд-

ном пласте при отсутствии их в синхроничных замещающих отложениях? Думается, что механизм был следующим (Страхов, 1964). Формирование рудного осадка происходило в мелководных условиях в зоне, характеризовавшейся во всех бассейнах обильным планктоном. При отмирании клеток и их быстром гидролизе в воду поступало много весьма активных растворимых органических соединений типа кислот, кетонов и т. п. Приносимые с берега реками растворы железа и марганца, окисляясь в соленой морской воде, коагулировали и при этом сорбировали много растворенных органических соединений, которые потом в осадке переводили Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+}. Иными словами, *железо и марганец в ходе рудной седиментации как бы сами запасали редуценты для своих преобразований в диагенезе.*

Но если процесс редуцирования Fe^{3+} в Fe^{2+} и Mn^{4+} в Mn^{2+} протекал в железорудных и марганцовых осадках одинаково, то дальнейшая судьба закисных форм обоих металлов была резко различна. Закисное железо образовывало и силикаты, и карбонаты, и сульфиды, закисный же марганец — лишь карбонаты. Почему так?



Фиг. 78. Расчетные диаграммы равновесий минералов Fe и Mn в морской воде

А — поля устойчивости марганцовистых минералов (по Marchandise, 1956);

Б — поля устойчивости железистых минералов (по Krumbein a. Garrels, 1952).

Границы между минералами: *1* — железистыми; *2* — марганцовистыми

Сопоставим поля устойчивости окислов, карбонатов и сульфидов железа и марганца на диаграммах Крумбейна и Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952; Гаррелс, 1962). Для удобства они сведены в один рисунок (фиг. 78).

При первом же взгляде на комбинированную диаграмму становится очевидным очень большое сходство полей железа и марганца. Это обстоятельство доказывает, что причина разного характера аутигенного минералообразования в железных и марганцовых рудах лежит не в режиме Eh—pH, а в чем-то ином, а именно: в реальных соотношениях минералообразующих ионов в растворе. По Краускопфу, «в полях устойчивости $MnCO_3$, $MnSiO_3$ и Mn_3O_4 будет образовываться соединение (или соединения) в зависимости от того, какие присутствуют анионы: $MnCO_3$, если концентрация карбоната превышает концентрацию кремнекислоты, $MnSiO_3$, если в избытке находится кремнекислота, и Mn_3O_4, если оба эти аниона содержатся в небольшом количестве» (Краускопф, 1963, стр. 262). В современных морях, как известно, содержание растворенного SiO_2 в наддонной воде всего 0,5—2 *мг/л*, а Σ CO_2 в разных формах около 80 *мг/л*; в иловой воде кремнезема — до 40—60 *мг/л*, CO_2 — до 150—180 *мг/л*. Таким образом, количество SiO_2 всегда уступает содержанию CO_2. Те же соотношения, по всем данным, существовали (и были даже более резко выражены) в древних бассейнах по крайней мере с альгонка. Вот почему первичных силикатных руд марганца за весь исторический период не возникало, а формировались лишь руды карбонатные. *Обилие CO_2 (в разных формах) в иловой воде подавляло генерацию в диагенезе*

силикатов марганца. Иначе говоря, силикаты марганца в поверхностных условиях неустойчивы и поэтому диагенетических руд не образовывали. Силикаты железа в тех же условиях более устойчивы, поэтому и формировались оолитовые гидрогётит-шамозит-сидеритовые рудные накопления. Так, в одних и тех же практически полях Eh—pH в парагенезе железных руд представлена большая группа железистых силикатов, а в парагенезе марганцовых руд марганцовистая силикатная группа отсутствует.

Все силикаты марганца (родонит, бустамит и пр.), присутствующие в марганцовых рудах, возникли исключительно в месторождениях, подвергшихся более или менее значительному региональному или контактовому метаморфизму, а также в гидротермальных жилах. Силикаты марганца в этих условиях, очевидно, становятся устойчивее его карбонатов.

Отсутствие силикатов марганца в марганцовых рудах влечет за собой, как неизбежное следствие, наличие в осадке этих руд свободного кремнезема, который констатируется то в виде опала, то в виде несколько перекристаллизованных его разностей. Этот опал был внесен в осадок еще в стадию седиментогонеза в виде скелетных остатков кремнистых животных. Но в диагенезе железорудного осадка он был израсходован на формирование лептохлоритов. В диагенезе же марганцоворудного осадка опал не расходовался на марганцовые рудные минералы, а стал микроскопически улавливаемой составной частью руды.

В рудном парагенезе отсутствие сульфидов марганца, при наличии пирита, имеет другую причину. Как видно на фиг. 78, MnS формируется при несколько более низких значениях Eh, чем FeS_2. Но различие в пролегании границ карбонатов и сульфидов на этой диаграмме невелико, и поэтому едва ли именно его следует считать решающей причиной отсутствия сульфидов марганца в марганцовых рудах [1].

Иначе будет обстоять дело, если принять во внимание растворимость сульфидов железа и марганца. По данным Брунера и Завадского (Чухров, 1955), растворимость MnS составляет $3{,}8 \times 10^{-8}$ *мол/л,* а FeS — $3{,}9 \times 10^{-10}$ *мол/л*; те же соотношения указывает и К. Краускопф. Таким образом, растворимость сульфида марганца в 100 раз выше, чем сульфида железа. Поскольку же содержание SO_4^{2-} в иловой воде невелико и, значит, ионов S^{2-} также немного, естественно, что они успевают целиком или почти целиком связаться с железом, образуя очень мало растворимый гидротроилит, в составе которого и уходят из иловой воды. А так как железа даже в марганцоворудном осадке все же достаточно много, этот процесс создает перманентный дефицит S^{2-} в иловой воде, не позволяющий сульфиду марганца достигнуть насыщения илового раствора и перейти в твердую фазу. Стало быть, *реальной причиной отсутствия в марганцовых рудах сульфидов марганца, при наличии сульфидов железа, является стократно бóльшая растворимость первых по сравнению со вторыми.*

В редчайших случаях, однако, гауэрит (MnS_2) все же наблюдается и в осадочных рудах марганца. MnS_2 был, например, установлен А. Г. Бетехтиным в рудах Чиатурского месторождения. К сожалению, указание на наличие гауэрита имеет очень общий характер. Особенно досадно, что нет ни валового анализа руды, где он был встречен, ни количеств содержащегося в ней железа и MnS_2. Все же можно думать, что гауэрит развивался лишь на тех участках рудного пласта, где содержание железа было резко понижено, а редукция SO_4^{2-} достаточно сильно выражена. В такой ситуации, конечно, было возможно возникновение избыточного количества S^{2-}.

[1] К тому же FeS, аналог алабандина, более растворим, чем FeS_2, поэтому граница $FeS : FeCO_3$ на диаграмме должна лежать ниже границы $FeS_2 : FeCO_3$. Возможно, что границы $FeS : FeCO_3$ и $MnS : MnCO_3$ вообще тождественны или очень близки.

Исключение из парагенеза диагенетических силикатов и сульфидов марганца, особенно первых, автоматически влечет за собой резкое расширение карбонатной фации марганцовых руд. Она действительно «съедает» силикатную фацию, всегда присутствующую в оолитовых железных рудах, аналогах марганцовых. Только в области ближнего выклинивания еще сохраняется иногда манганитовая фация, развивавшаяся за счет редукции седиментационного псиломелана. Но иногда карбонаты «съедают» нацело и эту фацию, как, например, в Большетокмакском месторождении. Причиной захождения карбонатной фации в область ближнего выкливания является, вероятно, несколько бóльшая пелагическая сдвинутость марганцовых руд сравнительно с железными, т. е. несколько большее тяготение их к тонкозернистым и более богатым $C_{орг}$ отложениям, по природе своей приспособленным к существованию закисных форм марганца.

Итак, своеобразие аутигенной минералогии марганцовых руд сравнительно с железными коренится не в режиме Eh—pH рудного осадка (поля этих параметров весьма близки у Fe и Mn руд), а в материальном балансе, свойственном марганцоворудному осадку. Силикаты Mn не возникали потому, что в иловой воде было значительно больше CO_2 (в разных формах), чем SiO_2. Сульфиды же не формировались в силу их стократно большей растворимости сравнительно с сульфидами железа, при общем малом содержании («запасах») S^{2-} в иловой воде.

14. Происхождение оолитовой структуры железных и марганцовых руд

Сложнее обстоит дело с генетическим толкованием оолитов. Как известно, до недавнего времени был широко распространен традиционный взгляд на рудные оолиты как на первичные седиментационные образования, возникающие в подвижной воде, аналогично кальцитовым оолитам. Такому толкованию противоречит ряд существенных обстоятельств.

Так как в составе оолитов всегда наряду с гидрогётитом присутствуют лептохлориты с закисным железом, а иногда последние даже целиком слагают оолиты, при толковании оолитов как первичных седиментационных образований пришлось бы допустить, что по крайней мере придонная вода в области накопления оолитовых руд отличалась значительным дефицитом кислорода и имела нейтральный или даже слабо восстановительный Eh. В таком случае, очевидно, области рудоотложения должны были отличаться застойной водой или во всяком случае весьма мало подвижными водами. Между тем в структуре руд, наоборот, зафиксированы многочисленные и ясные признаки динамически активной среды. Я имею в виду нередкие следы локальных перемывов осадка, разбитые оолиты, галечки из только что отложенного осадка, описываемые буквально из всех месторождений оолитовых руд; в некоторых случаях встречается даже косая слоистость в руде — явный признак подвижных вод. Но подвижные придонные воды всегда хорошо аэрированы, и, стало быть, этот признак их, достоверно раскрываемый сложением (текстурой) руд, исключает возможность существования той физико-химической обстановки, какая требуется для возникновения шамозита прямо в водной массе бассейнов.

На хорошую аэрацию воды даже в придонном слое указывает также богатая донная жизнь, включающая разнообразные группы животных: брахиопод, двустворок, кораллов, фораминифер, мшанок, морских ежей, остатки которых во множестве найдены почти во всех оолитовых гидрогётит-шамозит-сидеритовых рудах послеальгонка (особенно в мезозое и кайнозое Западной Европы).

Вот почему вопреки традиционным взглядам приходится относить возникновение шамозита и *оолитовой структуры* руд не к стадии седиментации, а к стадии диагенеза. К тому же содержание растворенного закисного железа в морской воде столь ничтожно ($n \cdot 10^{-12}$ *мг/м*^{3}) [1], что становится сомнительным, чтобы при таких концентрациях шамозитовое вещество могло достичь насыщения и выпасть в осадок. К сожалению, на это обстоятельство обычно не обращается должного внимания, хотя оно, по существу, однозначно решает вопрос. Иное дело среда самого осадка. В грунтовом растворе, как указывалось выше, концентрации закисного Fe и кремнезема в тысячи раз превышают содержания этих элементов в наддонной воде и, конечно, легко могут удовлетворять условиям насыщения грунтового раствора шамозитом.

Размеры оолитов колеблются обычно от 0,1 до 1 *мм*, но встречаются и гораздо большие, до многих миллиметров и даже 2—4 *см*, как, например, в керченской руде. Частицы же обломочного терригенного материала, заключенного в руде в виде ядер оолитов, имеют алевритовые, а нередко и пелитовые размеры, т. е. во много раз уступают размерам оолитов. Стало быть, вес оолитов также многократно больше веса всех тех обломочных частиц, какие по наличным гидродинамическим условиям могли поступать на территорию рудоотложения во взвешенном состоянии. Но тогда, каким же способом формирующиеся многократно более тяжелые оолиты могли длительно находиться в воде во взвешенном состоянии? Еще сложнее обстоит дело в случаях сложных оолитов, когда два-три оолита окружаются общей оболочкой. Представить себе возникновение такой структуры, довольно обычной и распространенной в оолитовых рудах, непосредственно в движущейся наддонной воде, конечно, невозможно. Сложные оолиты могли возникнуть только в осадке в процессе диагенеза. Но тогда почему не могли формироваться в диагенезе и простые оолиты? Ведь суть процесса возникновения шамозитовых оболочек, объемлющих ядро, у сложных и простых оолитов принципиально одна и та же.

В некоторых западноевропейских железорудных месторождениях находились крупные раковины двустворок, обросшие внутри концентрическими слоями шамозита, что, конечно, возможно, лишь в ходе диагенеза. В рудах одного из наших месторождений, заключающих угловатые обломки перемытой руды, значительно бóльшие по размерам, чем даже

---

[1] По данным Ваттенберга (Wattenberg, 1942), при обычных в морской воде содержаниях O_2 и обычных pH имеются следующие маскимальные концентрации разных ионов железа (в *мг/м*^{3}):

pH	Fe^{3+}	$FeOH^{2+}$	Fe^{2+}	Сумма
8,5	10^{-14}	$10^{-7,5}$	10^{-13}	$3 \cdot 10^{-8}$
8,0	10^{-12}	$10^{-6,5}$	10^{-12}	$4 \cdot 10^{-7}$
7,5	$10^{-10,5}$	$10^{-5,5}$	10^{-11}	$4 \cdot 10^{-5}$
6,0	10^{-6}	$10^{-2,5}$	10^{-8}	$5 \cdot 10^{-3}$

Понижение O_2 от 100% насыщения до 0,1% и даже до еще более низких концентраций дела не меняет, как это демонстрирует другой ряд цифр (в *мг/м*^{3}):

O_2 (%)	pH = 8,0	pH = 6,0
100	1×10^{-12}	1×10^{-8}
10	$1{,}5 \times 10^{-12}$	$1{,}5 \times 10^{-8}$
1	$2{,}5 \times 10^{-12}$	$2{,}5 \times 10^{-8}$
0,1	4×10^{-12}	4×10^{-3}
10^{-28}	3×10^{-5}	0,3

Если учесть, что общее содержание коллоидно-растворенного железа в виде его окиси и гуматов составляет от 1 до 20 *мг/м*^{3}, то становится очевидным, что закисная ионная форма железа в седиментации его из морской воды в областях железорудных накоплений практически не может играть никакой роли.

сложные оолиты, происходит, по данным И. П. Новохатского (1949), обрастание этих обломков многочисленными концентрами шамозита. В данном случае, как и при обрастании раковин, с максимально возможной ясностью можно видеть как диагенетическое происхождение лептохлоритов, так и диагенетическую природу концентрического обрастания ими ранее существовавших обломков.

Приведенные данные в совокупности не оставляют сомнения в том, что как минералогия оолитовых железных и марганцовых руд, так и их структура возникли только в ходе диагенеза, а отнюдь не при непосредственном осаждении вещества из водной массы бассейна. Говорить о диагенетическом генезисе конкреций Са-родохрозита или сидероплезита в железных и марганцовых рудах сейчас означает ломиться в открытую дверь!

Основываясь на теории диагенеза, автором этих строк были выделены в качестве особого типа *диагенетические сидеритовые руды,* типичные для паралических угленосных толщ и соседних с ними морских (дельтовых, прибрежных, заливных) отложений. При этом предполагалось, что первичный осадок содержал кларковые количества железа, но повышенные количества $C_{орг}$ и CO_2, за счет которых редуцированное железо энергично перераспределялось, стягиваясь в большое число тесно расположенных конкреций или мигрируя из глин в прослои алевритов и создавая, в конце концов, рудное месторождение. Реальность этого типа руд и процесса, его создающего, была доказана З. В. Тимофеевой (1963) путем составления баланса железа в ааленских рудах Дагестана. Ю. П. Писцовым (1969 и ранее) на примере Березовского месторождения в тургинской свите (близ Читы) был установлен еще и другой тип чисто диагенетических руд, который был назван диагенетическо-метасоматическим; его специфика в том, что массы $FeCO_3$, возникшие в иловых водах тонкозернистых осадков в процессе диагенеза и раннего катагенеза, были отжаты в отложениях прибрежных осыпей и обвалов известковых пород и заместили их здесь, образовав сидеритовое месторождение. Аналогом березовских сидеритов является Лабинское месторождение марганцовых руд на Северном Кавказе (Страхов и др., 1968).

15. Генезис фосфоритов в гумидном климате

В 1960 г. автором было показано, что главной ареной фосфатонакопления являются аридные зоны, в гумидном же типе литогенеза оно резко ослаблено. Это сказывается не только в гораздо меньших запасах фосфоритов в гумидных зонах, но и в их петрографическом типе: это *низкокачественные желваковые месторождения, притом почти исключительно на платформенных участках земной коры; пластовый тип развит ничтожно.*

Моря, в которых возникло подавляющее большинство фосфоритов в гумидных зонах, в одних случаях представляли собой обширные открытые водоемы, как, например, альб-сеноманский, сантонский и палеогеновый бассейны Русской платформы, в других — прихотливых очертаний внутриконтинентальные, удлиненные, далеко заходившие в глубь суши водоемы, являвшиеся, по существу, проливами между двумя участками океанов; таковы — портландский, верхневолжский, валанжинский и другие бассейны Русской платформы, особенно богатые фосфоритами; при этом фосфориты иногда явно приурочивались к заливам этих морей (вятские валанжинские фосфориты).

Хотя гипотеза А. В. Казакова позволяет без труда истолковать весьма большое число фактов, касающихся фосфоритовых руд, все же в настоящее время она нуждается в значительных поправках и видоизменениях сравнительно с тем первоначальным видом, в каком она была им высказана.

По идее этого исследователя, как известно, источником фосфатов всегда являлись глубокие горизонты (700—1500 *м*) океанической воды, откуда концентрированные растворы P_2O_5 и выносились к месту формирования месторождений глубинными течениями. Поэтому обязательным условием в схеме А. В. Казакова является наличие широких связей данного участка моря с древним океаном. Однако палеогеографические карты для ряда фосфатонакопляющих морей заведомо не удовлетворяют этому условию; так обстоит дело, например, с портландским бассейном на Русской платформе, с морем верхневолжского и валанжинского веков, когда накопились огромные массы фосфоритов. Для этих морей характерного внутриконтинентального облика, узких, с большим количеством заливов, накоплявших фосфаты на участках, весьма удаленных от открытых океанических бассейнов, требование гипотезы А. В. Казакова явно и несомненно не удовлетворяется. Так же обстоит дело с фосфоритами в аккудукской и аширикской свитах Карагандинского синклинория, на что уже указывали Н. В. Ренгартен и А. А. Петренко. Причина неприменимости первоначальной схемы А. В. Казакова к этим случаям кроется, на мой взгляд, в ее чрезмерной актуалистичности; автор ее целиком и без всяких оговорок переносит данные современной гидрохимии океанов на древние эпохи, не учитывая возможных усложнений ситуации в эти эпохи. Между тем едва ли можно сомневаться в том, что глубина зоны накопления фосфатов в морской воде не является строго фиксированной и в бассейнах разного физико-географического типа должна была изменяться. В частности, во внутриконтинентальных морях платформенного типа в связи с их относительной мелководностью и плоским дном гидродинамическая активность заведомо должна была быть меньшей сравнительно с океанической. Это обстоятельство приводило не только к тому, что уменьшалась мощность зоны взмучивания и соответственно садка тонких частиц перемещалась на меньшие глубины, но и зона спокойной воды, где накапливались растворенные фосфаты, также поднималась вверх. Отсюда следует, что в наиболее глубокой, придонной, части относительно мелководных платформенных морей, вероятно, уже реализовались такие концентрации фосфатов, которые «разрешали» химическую садку P_2O_5, пусть даже в очень слабой степени, когда создавались восходящие течения глубинной воды.

Таким образом, в отличие от А. В. Казакова я думаю, что садка фосфатов во внутриконтинентальных морях платформенного типа была возможна вовсе не за счет подтока глубинных вод из океанов, а за счет концентрации P_2O_5 в глубоких горизонтах самих платформенных морей. Незначительная величина этой концентрации была существенным фактором, ослаблявшим интенсивность платформенного фосфатообразования.

В последнее время начались критика гипотезы А. В. Казакова и поиски новых решений проблемы фосфатонакопления.

В Государственном институте горнохимического сырья А. И. Смирновым (в 1961—1962 гг.) были поставлены опыты, задачей которых была проверка экспериментальных данных А. В. Казакова и более аргументированная оценка того, насыщают ли фосфаты морскую воду или находятся в ней в ненасыщенном состоянии? Проверялась также возможность диффузии CO_2 из поднимающихся глубинных вод в качестве фактора осаждения фосфатов и соотношения во времени между садкой фосфатов и карбонатов. Результаты получились неожиданными.

Фосфаты, по данным А. И. Смирнова, в глубинной морской воде находятся, по-видимому, вблизи насыщения, ибо в опытах при содержаниях 0,25—0,35 *мг/л* P_2O_5 фосфат образовывал твердую фазу, в глубинных же горизонтах океанической и морской воды, в местах где известны современные или молодые фосфориты (у берегов Калифорнии), содержится 0,15—0,20 *мг/л* P_2O_5. Вместе с тем А. И. Смирновым установлено, что из смеси растворенных карбонатов и фосфатов в эксперименте садится первым не карбонат кальция, а фосфат его, что противоречит схеме А. В. Казакова. Что касается диффузии CO_2 из поднимавшихся вод, то она, по расчетам А. И. Смирнова, идет столь медленно, что никакого значения в качестве фактора, осаждающего фосфат, иметь не может. Все это в корне подрывало концепцию А. В. Казакова во всех ее модификациях.

Е. В. Рожкова, М. В. Серебрякова и Т. Б. Макарова (1962) также проверили экспериментально гипотезу А. В. Казакова и пришли к выводу, что «рассуждения (его) о возможности выпадения фосфата кальция при подъеме глубинных вод с содержанием P_2O_5 0,70 *мг/л* в зону шельфа построены без учета реально существующих закономерностей» (стр. 59). По данным названных авторов, осаждение фосфатов происходило из растворов лишь при содержании 4,9 *мг/л* P_2O_5, а при содержаниях 4,1 *мг/л* не происходило даже при pH = 9,0. Но, как справедливо указал Г. И. Бушинский (1966), «если в опытах А. И. Смирнова содержание CaO в исходном растворе было немного завышено против нормальной морской воды — 520 вместо 420 *мг/л*, то в опытах Е. В. Рожковой с сотрудниками оно сильно занижено — 180,6 и 89,6 *мг/л*; поэтому установленную ею минимальную концентрацию P_2O_5 — 4,1 *мг/л* следует в применении к морской воде уменьшить в 2,5 раза». Но все же «это многократно выше, чем установлено в природе» (Бушинский, 1966, стр. 26). Опубликованный недавно А. С. Михайловым (1968) физико-химический расчет состояний фосфатной системы в морской воде согласуется скорее с опытами А. И. Смирнова, чем с данными Е. В. Рожковой и указывает, что фосфаты в морской воде весьма близки к насыщению и, стало быть, химическая садка их из воды все же возможна.

В связи с этим возникают два вопроса. Расчеты А. И. Смирнова скоростей диффузии CO_2 из воды действительно указывают на невозможность привлечения диффузии в качестве фактора осаждения фосфатов. Но, может быть, эвакуация CO_2 из поднимающихся глубинных вод происходила не путем диффузии, как думал А. В. Казаков, а выделением в виде микропузырьков, которые затем быстро уходили из воды, т. е. так, как происходит при откупоривании газированной воды, только в микромасштабах? Это существенно изменило бы дело. Что же касается порядка выпадения кальцита и фосфата кальция, то следовало бы проверить, не изменяется ли этот порядок в зависимости от способа подщелачивания раствора — путем ли введения в него щелочи или эвакуацией CO_2 продуванием раствора нейтральным газом, например азотом или CH_4? Эти вопросы должны быть дополнительно изучены для окончательного суждения о концепции А. В. Казакова. Поэтому в отличие от ряда авторов, писавших о ней, я не считаю пока, что новый экспериментальный материал А. И. Смирнова «хоронит» схему А. В. Казакова. Экспериментальная работа еще не доведена до логического конца. Тем более, что концепции, предлагаемые взамен теории А. В. Казакова, обладают куда большими недочетами, чем его схема.

А. И. Смирнов (1964) допускает три возможных пути образования фосфоритов. *В песчано-глауконитовых отложениях* «глубокие перемывы осадков, захватывающие и зону иловых вод», ведут к быстрому смешению их с водами поднимающегося течения. «При значительной интенсивности процесса выпадающий фосфат коагулирует в сгустки, более

крупные из которых осаждаются вместе с песчано-алевритовым материалом на дно, а мелкие, увлеченные поднимающимся течением, попадают в зону фотосинтеза, в которой ассимилируются морскими растениями» (А. И. Смирнов, 1964, стр. 101).

Нетрудно видеть, однако, что в таком виде схема А. И. Смирнова есть только модификация концепции А. В. Казакова: в ней массы P_2O_5, содержащиеся в глубинных водах, только дополнительно обогащаются P_2O_5 (и, конечно, $Ca(HCO_3)_2$ и CO_2) за счет иловых вод осадка. Возникают те же трудности с эвакуацией CO_2 для садки фосфата и с временными соотношениями осаждения карбонатов и фосфатов кальция, которые заставили А. И. Смирнова отбросить концепцию А. В. Казакова. Если быть последовательным, нужно, очевидно, отвергнуть и этот путь генерации фосфоритов по совершенно тем же причинам, по которым А. И. Смирнов отверг гипотезу А. В. Казакова.

В терригенно-карбонатных отложениях, по А. И. Смирнову, «формирование фосфоритов происходило, вероятно, за счет смешения близких к насыщению фосфатами вод поднимающегося донного течения с водами повышенной солености, стекающими с подводных и прибрежных отмелей, характеризующимися повышенными концентрациями кальция, сульфатов, несколько повышенным щелочным резервом и pH. В результате смешения различных типов вод происходит осаждение фосфатов, и их осадителем в этом случае являются ионы кальция» (там же, стр. 102). Если с чисто химической стороны эта гипотеза и не вызывает возражений, то в отношении режима, создающего поднимающиеся глубинные воды, она никак принята быть не может. Дело в том, что глубинные течения, направленные к берегу, в какой бы климатической зоне они не происходили, обусловлены сгонными ветрами, отгоняющими прибрежную воду в пелагическую зону (под разными румбами к берегу). Но при такой ситуации наличие вод, сползающих с прибрежной зоны вглубь, навстречу глубинному течению, очевидно, исключается. Во всяком случае требуется очень тщательная аргументация возможности такой — довольно парадоксальной — ситуации, а не простое ее декларирование.

В кремнисто-доломитовых отложениях «формирование фосфоритов может происходить за счет смешения близких к насыщению фосфатами вод поднимающегося донного течения с водами повышенной щелочности, стекающими с прилегающей суши, где интенсивно развивается кора выветривания кристаллических (преимущественно эффузивных) пород. В результате подобного смешения различных типов вод происходит химическое осаждение фосфатов» (там же, стр. 103). В этих утверждениях, однако, кроются два недоразумения. Интенсивно развитая кора выветривания, как известно, формируется в гумидных зонах. Но речные воды здесь (особенно в тропиках и субтропиках) столь слабо минерализованы и обладают столь низким pH (меньшими, чем в морской воде), что они подщелачивать последнюю не в состоянии; к тому же эти пресные воды *растекаются по соленой морской и с глубинными течениями встречаться не могут.* В аридных же климатах, где действительно известны высокощелочные грунтовые и речные воды, их так ничтожно мало, что объяснить их действием генезис даже слабого фосфатопроявления, а не таких колоссов, как Каратауский бассейн, невозможно.

Из сказанного следует, что, продолжая сохранять остов теории А. В. Казакова (восходящие глубинные воды), А. И. Смирнов не нашел убедительных путей к устранению тех трудностей его схемы, какие он сам же наметил.

В отличие от А. И. Смирнова Г. И. Бушинский (1954, 1966) уже давно отошел от попыток чисто физико-химического истолкования генезиса фосфоритов и развивает концепцию химико-биологическую. «Согласно

этой гипотезе, фосфор в форме растворенных фосфатов и органических соединений доставлялся в моря, где происходило образование фосфоритов, главным образом реками с гумидных равнин. Местами источниками фосфора могли быть и восходящие течения. В море фосфор концентрировался организмами, преимущественно планктонными, которые использовали его на построение своего скелета и мягких частей тела. Отмирание организмов происходило естественным образом, но в некоторых районах могло сопровождаться и длительным массовым отмиранием. ... Отмершие организмы падали на дно, где разлагались, освобождали свой фосфор, который затем переходил из органической формы в фосфат. При этом часть растворенного фосфора диффундировала обратно в придонную воду и снова поступала в биогенный круговорот, а часть осаждалась среди ила и песка в форме различных конкреций, псевдоморфоз и неправильных масс. Чтобы в илу создалось пересыщение грунтового (илового) раствора фосфора, необходим обильный дождь отмерших организмов и быстрое их разложение» (Бушинский, 1966, стр. 41).

Эта концепция, модернизирующая, по существу, забытую схему Меррея — Кайо — Архангельского, на первый взгляд подтверждается данными о современном фосфоритообразовании на юго-западном шельфе Африки, кратко изложенными в предыдущей главе. Но все же надо иметь в виду следующую непонятную ситуацию.

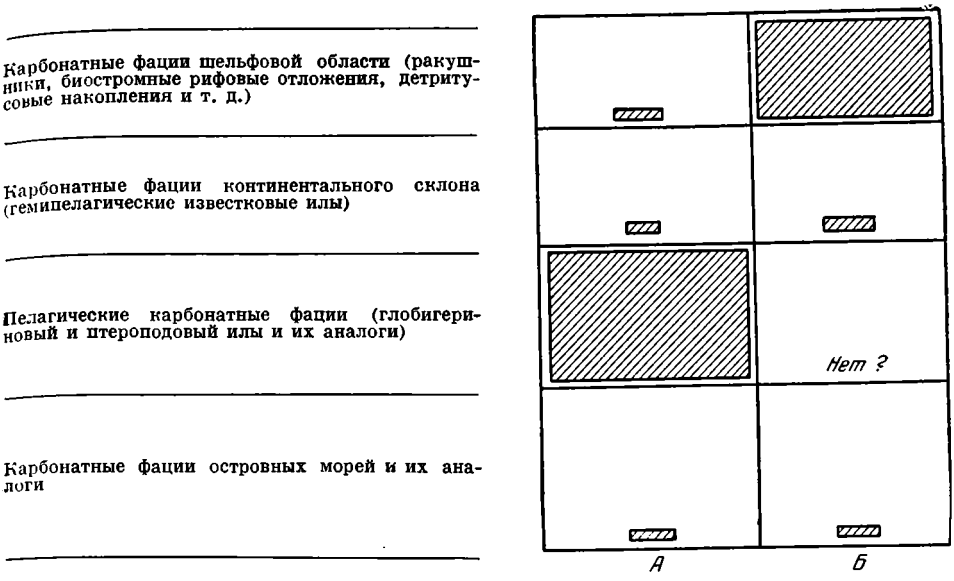
«Дождь трупов» привлекается всегда для объяснения высоких концентраций органического вещества в илах, т. е. для возникновения морских горючих сланцев. Но как раз в этом случае никаких сколько-нибудь повышенных накоплений P_2O_5 в илах не происходит, *фосфор уходит из осадка.* В случае же образования фосфоритов (по Г. И. Бушинскому) «дождь трупов» приводит к совершенно противоположным результатам — *в осадке накапливаются фосфаты и исчезают огромные количества органического вещества, в десятки раз превосходящие массу поступавшего с ним фосфора.*

Естественно выяснить: почему же судьба «дождя трупов» на дне складывается столь различно в случае генерации горючих сланцев и в случае формирования фосфатов? К сожалению, этот элементарный и абсолютно неотвратимый вопрос Г. И. Бушинский не разбирает и даже не ставит. Без убедительного его разъяснения биохимическая концепция повисает в воздухе.

Как видим, новые экспериментальные данные еще отнюдь не исключают категорически схемы А. В. Казакова, ибо они частью ошибочны, частью не доведены до конца в самом важном пункте — в вопросе эвакуации CO_2 и последовательности садки $CaCO_3$ и фосфатов (опыты А. И. Смирнова). Попытки же заменить представления А. В. Казакова иными оказались неубедительными. Я позволю себе поэтому считать, что *концепция А. В. Казакова еще отнюдь не похоронена.* В ней есть здоровое зерно. Ее нужно развивать и модифицировать дальше; возможно, что она найдет себе применение для более глубоких горизонтов послерифея и, в особенности, для протерозоя и докембрия вообще.

16. Об особенностях карбонатонакопления в послерифейских гумидных зонах

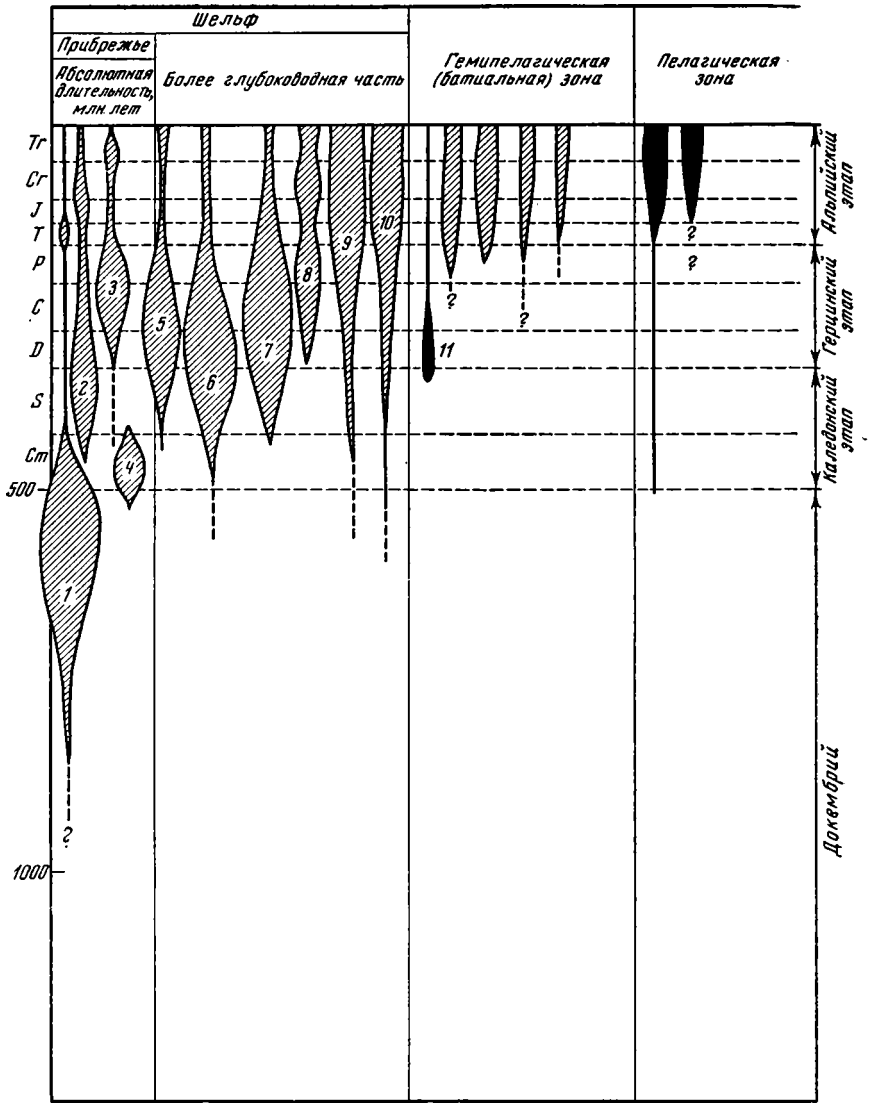
При анализе послерифейского карбонатонакопления нужно выяснить прежде всего насколько сходны или различны фациальные типы карбонатных отложений в современный момент и в более древние эпохи. Сопоставление дано на фиг. 79, отражающей положение до начала бурения на дне океанов.



Фиг. 79. Фациальные типы карбонатонакопления в современных (*А*) и древних (*Б*) морских водоемах (по Н. М. Страхову, 1951б)

Из четырех фациальных типов современных нормально-морских карбонатных осадков мы в доступных нам древних карбонатных толщах с достоверностью могли констатировать наличие трех, четвертый же можно было лишь предполагать с бóльшим или меньшим основанием. Бурение, начатое в 1968 г., показало, что в действительности и четвертый тип — пелагических океанических карбонатных осадков — существовал в пострифее и в Атлантическом, и в Тихом океанах по крайней мере с сеномана и был, видимо, широко распространен. Судя по лаконичным описаниям в предварительных отчетах Glomar Challenger, это были фораминиферовые и кокколитовые мелоподобные илы, оправдавшие догадки океанологов и геологов XIX в. в том, что «мы живем еще в меловую эпоху» (см. ч. I). Но как обстояло дело раньше, в юре, триасе и особенно в палеозое и существовали ли уже тогда пелагические карбонатные илы в океанах, сходные с современными, остается пока неясным. Возможно, что их тогда и не было. Об этом говорит ярко выраженная эволюция форм известьвыделяющих организмов (фиг. 80).

Древнейшие докембрийские карбонатные породы совершенно лишены органических остатков. Причина, видимо, не в том, что эти остатки уничтожены последующим метаморфизмом, а в том, что организмы в те удаленные от нас времена еще не использовали известь для постройки своих скелетов. Иными словами, древнейшие карбонатные породы были, по всей вероятности, химическими образованиями, не связанными с организмами совсем или связанными с ними лишь косвенно через режим CO_2 — фотосинтез. В протерозое на отдельных горизонтах появляются массовые скопления секреций известьвыделяющих водорослей, и тем самым организмы выступают на сцену как карбонатообразователи. Начиная с этой поры участие известьвыделяющих организмов в экстракции $CaCO_3$ и $MgCO_3$ идет во все возрастающей степени вплоть до настоящего времени. Все новые группы организмов принимают участие в извлечении извести из растворов; вымирающие виды, роды, семейства, целые отряды сменяют друг друга в ходе времени, усиливая биогенное карбонатоосаждение и все более подавляя химический процесс. Этот процесс отчетливо виден на диаграмме, составленной мною по палеонтоло-



Фиг. 80. Эволюция органогенного карбонатонакопления в истории Земли (по Н. М. Страхову, 1949)

1 — известковые водоросли;
2 — кораллы;
3 — донные фораминиферы (главным образом фузулиниды и нуммулитиды);
4 — археоциаты;
5 — мшанки;
6 — брахиоподы:
7 — криноидеи;
8 — морские ежи;
9 — пелециподы;
10 — гастроподы;
11 — птероподы.
Дальнейшие обозначения соответственно показывают: глубоководные брахиоподы (теребратулиды и ринхонеллиды), глубоководные криноидеи; глубоководные двустворки; глубоководные ежи, кокколитофориды, фораминиферы. Косая штриховка — бентос. Черное — планктон

гическим данным (см. фиг. 80). Характерно, что если в докембрийское время известьвыделяющие организмы (водоросли) существовали исключительно в прибрежной зоне фотосинтеза (0—50 *м*), то уже в кембрии, а особенно в силуре, когда сразу появляется огромная масса кальцитообразователей, заселяются области, заведомо отвечающие всей площади шельфа. В девоне впервые отмечается массовое развитие планктонных

птеропод, участвующих в сложении осадков гемипелагического типа. В мезозое заведомо ряд групп прежде шельфовых уходит на значительные глубины (криноидеи, теребратулиды, ринхонеллиды, часть двустворок). А с юры массами появляются кокколитофориды и планктонные фораминиферы, становящиеся настоящими породообразующими организмами, слагающими толщи осадков гемипелагического и пелагического типов. Таким образом, происходит постепенное расширение областей местообитания известьвыделяющего бентоса и планктона. Это обстоятельство и приводит к мысли, что в истории Земли в море имело место *непрерывное и прогрессивное подавление чисто химического карбонатоосаждения биогенным процессом.* Все бóльшая доля ежегодно поступающего $CaCO_3$ перехватывалась организмами и садилась биогенным путем и все меньшая — химическим. Не случайно поэтому, что в современный момент в океанах подавляющую роль играет именно биогенное карбонатонакопление, на шельфе происходящее за счет бентоса, в пелагической зоне — за счет планктона; химическое карбонатоосаждение имеет ничтожное значение и локализуется исключительно в прибрежной зоне тропических районов (тип — Багамская отмель). Единственными водоемами, где биогенный карбонатный процесс все еще отодвинут на задний план, являются внутренние моря, заливы и озера засушливой зоны (Каспий, Аральское море, Иссык-Куль, Балхаш). Здесь резко повышенной ежегодной подаче растворенного $CaCO_3$ (в среднем на единицу площади) противостоит весьма угнетенный и бедный качественно мир организмов кальцитоосадителей, который не справляется со всей массой подаваемого растворенного кальцита, и поэтому главная масса последнего осаждается химически.

Существенные черты механизма возникновения карбонатных пород раскрываются в распределении их по основным структурным единицам земной коры и в связи их с тектоническими движениями.

На платформах известняки, доломиты и мергели занимают обычно огромные по площади сплошные участки, причем сами толщи достигают мощностей в десятки и сотни метров для ярусов, до тысячи — полутора тысяч метров для системы. В геосинклинальных зонах карбонатные породы образуют, как правило, ограниченные, локальные, обычно вытянутые в длину узкие ленты, линзы, линзочки, а порой и штокообразные массы, включенные в гораздо более крупные по площади массивы терригенных пород или пород эффузивно-осадочных. Протяжение таких линз может колебаться от нескольких сотен метров до нескольких десятков (иногда сотен) километров, ширина — от немногих километров до нескольких десятков метров, мощность — десятки до сотен метров. Стратиграфический объем карбонатных линз в геосинклиналях измеряется обычно горизонтами или даже долями горизонта, реже — ярусами и совсем редко — системами. Такого рода особенности весьма ярко выступают в палеогене, верхнем мелу и юре, где мы видим, с одной стороны, колоссальные и очень длительно формировавшиеся карбонатные массивы на Гондване и частично (в Cr_2) на Русской платформе, с другой — хотя и многочисленные, но, сравнительно с платформами, весьма малые по площади линзы, ленты карбонатных пород в геосинклинали Тетис. Только на Кавказе и кое-где в Иране площади эти приобретают более значительные размеры. Те же соотношения прекрасно видны и на всех других картах «карбонатных» эпох вплоть до силура и кембрия. Таким образом, *платформы являются структурами, которые были в прошлом максимально приспособлены к обширному и длительно устойчивому развитию карбонатных фаций; в геосинклиналях же образование их приурочивалось к весьма ограниченным (специфическим) участкам морского дна и было, как правило, кратковременным и скоропроходящим эпизодом.*

Чем же обусловлена эта своеобразная тектоническая локализация карбонатных фаций?

Вспомним основные физико-географические черты платформ и геосинклинальных зон. Платформы были, как известно, областями плоского равнинного рельефа. Водное пространство эпиконтинентального моря было лишено или почти лишено островов. Прилежащий же континент, в силу равнинности, давал обычно мало обломочного силикатного материала и, стало быть, мало загрязнял им аутигенный карбонатный — химический или биогенный — осадок. В этих условиях в эпиконтинентальных морях неизбежно возникали обширные поля высококарбонатных илов, давших впоследствии, после уплотнения, карбонатные платформенные толщи. В геосинклиналях же, с их обилием гористых, интенсивно денудировавшихся островов, подача обломочного материала в море была резко повышена, и это приводило к сильному разбавлению одновременно садившихся карбонатов и к возникновению — вместо карбонатных осадков — обычно слабоизвестковых песков, глин, реже мергелей. В том же направлении действовал и вулканизм, свойственный геосинклиналям. Лишь на отдельных участках, малоостровных или вовсе безостровных, с затопленными островами, куда обломочного материала с соседних удаленных мест попадало мало или он не пропускался подводными барьерами, накапливались собственно карбонатные осадки. Сообразно с конфигурацией дна островного геосинклинального моря осадки лежат узкими и относительно небольшими линзами, почти штоками.

Таким образом, приуроченность массового накопления карбонатных пород к платформам и «избегание» ими геосинклиналей имеют в основе своей неодинаковые у этих структур возможности питания морей обломочным материалом, неодинаковые шансы «загрязнения», разбавления им одновременно накоплявшегося карбонатного вещества.

Что касается эпох усиленного карбонатообразования, то они отвечают максимальному развитию трансгрессий моря на континенты и последующему длительному стабильному существованию бассейнов в достигнутых максимальных границах. Эпохи регрессии, напротив, характеризуются минимальным развитием известковых фаций. Эта закономерность выражена столь отчетливо, что не требует дальнейших пояснений, тем более, что в региональных историко-геологических обзорах она уже давно и многократно отмечалась. Ярко выступает и другое обстоятельство: *максимальное накопление карбонатных пород приходится на средние отрезки каледонского, герцинского и альпийского тектонических этапов*; начало и конец каждого этапа, напротив, дают минимум площадей развития карбонатного осадка. Причина такой историко-геологической приуроченности карбонатных отложений лежит опять-таки в условиях питания водоемов обломочным материалом.

Действительно, в эпохи трансгрессий на отдельных участках геосинклиналей происходит потопление многих островов, что вызывает на этих площадях уменьшенный принос обломочных частиц и отсюда расширение прежде существовавших ареалов карбонатных осадков и возникновение новых. Одновременно заливаются огромные площади платформ, которые, как мы знаем, всеми своими физико-географическими особенностями «приспособлены» к малой подаче обломочных частиц в моря и к образованию карбонатных осадков. Так, палеографические особенности эпох трансгрессий и стабильного стояния возникших водоемов через специфику питания морей обломочным материалом неизбежно влекут за собой усиленное образование карбонатных осадков и тем самым делают их «карбонатными эпохами».

Из изложенного следует, что *хотя в карбонатообразовании современной и прошлых эпох в некоторых случаях, например при образовании*

рифовых толщ, несомненное значение имела абсолютная интенсификация карбонатоосаждения, все же главным, решающим фактором формирования карбонатных толщ было уменьшенное разбавление накапливавшихся карбонатов обломочным материалом.

К сказанному следует добавить, что карбонатные отложения гумидных зон в подавляющей массе своей известковые и содержат обычно ничтожные количества доломита. Но иногда доломитность их резко возрастает и в гумидных зонах появляются пятнистые известково-доломитовые отложения типа тех, которые были описаны в C_2 Подмосковья Н. Н. Смирновым (1930). Особенно часто доломитизируются рифовые толщи. Появление $MgCO_3$ в этих случаях обязано развитию организмов, накопляющих в своей раковине наряду с $CaCO_3$ углекислый магний. К числу их относятся известковые водоросли, особенно кораллинеи, криноидеи, морские ежи, фораминиферы и др. Замечено, что «магниевая функция» у перечисленных групп организмов наиболее выражена у форм, обитающих в низких широтах, в субтропиках и тропиках. Разрушение хотя бы части раковин в диагенезе и позже освобождает $MgCO_3$, который, стягиваясь в отдельных точках, порождает пятна доломита среди известняков.

17. Генезис кремнистых пород гумидных зон послерифейского времени

Наиболее трудным для расшифровки генезиса является семейство кремнистых пород.

По-видимому, можно считать общепризнанным наличие двух генетически разных групп их: одной — *чисто осадочного происхождения*, возникшей на платформах вне каких-либо связей с вулканизмом (например, меловые и третичные опоки и трепела Русской платформы, аналогичные породы верхнего мела и эоцена Западно-Сибирской низменности), и другой — *вулканогенно-осадочного происхождения*, свойственной эвгеосинклинальным участкам и связанной с деятельностью гидротерм (яшмы, фтаниты, кремнистые отложения, ассоциирующие с собственно эффузивно-эксплозивными толщами и входящие в их состав).

В этой главе мы рассмотрим только первую группу кремнистых пород.

Характерную черту их составляет отчетливо выраженная ассоциация с карбонатными породами. Подобно последним они локализуются главным образом на платформах, древних и молодых (герцинских), а во времени наиболее развиты в средних частях тектонических циклов, в эпохи максимальных по размерам эпиконтинентальных морей. Внутри последних мезозойские и кайнозойские опоки и трепела занимают обычно более периферические части бассейнов, соседствуя здесь с глауконитово-песчаными и глинистыми отложениями и сменяясь мористее карбонатными породами; в последних обычно SiO_2 встречается в виде большего или меньшего количества кремней. В палеозое, когда опок и трепелов в огромных эпиконтинентальных морях не возникало, известняки нередко изобиловали разнообразными кремнями. Указанное сходство кремнистых и карбонатных пород в их тяготении к платформам и к эпохам развития на них огромных эпиконтинентальных бассейнов доказывает, что в генерации накоплений весьма чистого кремнезема ослабленное поступление разбавляющего терригенного материала играло не меньшую роль, чем в формировании карбонатных толщ. Это обстоятельство, однако, отнюдь не снимает вопроса о том, каким же образом растворенный в морской воде кремнезем поступал на дно и в виде твердой фазы ста-

новился основной (или даже, чаще, второстепенной) частью осадка, а затем — породы?

Нужно сказать, что до сих пор взгляды исследователей на генезис кремнистых пород резко расходятся. Одни продолжают вслед за Я. В. Самойловым, Е. В. Рожковой считать их биогенными, утратившими свою первичную природу в ходе диагенетических преобразований; другие, следуя физико-химическим концепциям 30-х годов, — в основном хемогенными, из-за обилия в них опалового компонента, лишенного признаков органогенности. Но, пожалуй, наиболее распространена комбинированная биогенно-хемогенная концепция. К сожалению, при разборе этих противоречивых взглядов до последнего времени прибегали либо к общим соображениям, либо к геологическим критериям (как А. Д. Архангельский, 1936), но не использовали данных по физико-химии SiO_2, что в данном случае является решающим.

Рассмотрим условия, которые должны быть соблюдены для того, чтобы садка кремнезема в бассейне могла идти одновременно и хемогенным и биогенным путем. Сделать это удобно на примере эоценовых (и меловых) опок Западно-Сибирской низменности, для которых В. П. Казаринов (1965) применяет указанную концепцию.

Для химической садки SiO_2 в названных морях необходимо, чтобы содержание растворенного кремнезема в воде было не ниже 120—150 *мг/л*, ибо именно такое количество кремнезема насыщает морскую воду при температуре около 15°, которую, по В. П. Казаринову, должно иметь эоценовое море в северной части Западно-Сибирской низменности, где накоплялись кремнистые осадки. Точнее говоря, содержание кремнезема должно быть выше 120—150 *мг/л*, ибо химически осаждалось только то, что превосходило величину насыщения.

Но в эоценовом бассейне жили еще диатомеи и радиолярии, экстрагировавшие кремнезем. Стало быть, реальное содержание растворенного SiO_2 должно значительно превышать 120—150 *мг/л*, ибо фитопланктон, как известно, весьма активный потребитель SiO_2 и в этом отношении является серьезным конкурентом химического осаждения. Только значительный избыток SiO_2, притом непрерывно пополняемый, мог обеспечить одновременное течение обеих конкурирующих реакций: химической садки и биогенного извлечения.

Иначе говоря, вода эоценового бассейна должна быть резко пересыщена SiO_2, и это состояние пересыщения должно было непрерывно поддерживаться его новыми поступлениями.

Нетрудно показать, однако, что с континента столь пересыщенные кремнеземом воды поступать не могли. В самом деле, речная вода получается смешением поровых вод, высачивающихся из коры выветривания, с водами метеорными. В поровых водах каолиновой коры, даже при насыщении их кремнеземом, могло содержаться максимум 120—150 *мг/л*, отвечающих 15-градусной средней температуре года тех времен. Воды же метеорные практически не содержат теперь и не содержали в прошлом растворенного кремнезема. Следовательно, конечная концентрация его в речной воде должна быть намного ниже 120—150 *мг/л*, требующихся даже только для насыщения. Поступая в бассейн, такие воды понижали содержание SiO_2 в его воде и не содействовали химической садке кремнезема, а исключали ее. К этому нужно добавить, что ведь эоценовое море питалось не только речной водой со своих водосборов. Оно было связано водообменом с океаном на севере и со Среднеазиатским морем на юге. Если вода соседних бассейнов не была пересыщена кремнеземом в такой же степени, как и вода эоценового моря Западно-Сибирской низменности, то поступление ее в этот бассейн должно было также тормозить химическую садку SiO_2. Оставляя в стороне Полярный бассейн, можно утверждать, что по крайней мере вода южных среднеазиатских

морей в эоцене не обладала концентрациями кремнезема выше нормы насыщения, ибо кремнистых пород в этих бассейнах не накапливалось.

Итак, и питание с суши, с водосборов, и водообмен с южными морями не могли создать в эоценовом бассейне того большого пересыщения воды кремнеземом, какое необходимо для одновременного течения в нем и биогенной, и хемогенной садки кремнезема.

Ситуация, требуемая концепцией В. П. Казаринова, нереализуема в природе, и принимать ее всерьез невозможно.

Опираясь на работу Д. Байена, Д. Контуа и В. Томаса (1958 г.), В. П. Казаринов ищет выход в допущении, что кремнезем сорбировался в устьевых частях рек тонкой терригенной мутью и вместе с ней поступал в отдаленные части бассейна, где и формировал кремнистые породы. Но ведь сорбированный компонент (в данном случае SiO_2) всегда составляет ничтожную долю сорбента (от долей до 2—3%). Как же можно таким способом сформировать кремнистую породу?

Ссылаясь на Хуэнга, В. П. Казаринов считает возможным также допустить коагуляцию SiO_2 электролитами морской воды. Но SiO_2 образует способные к коагуляции золи лишь при содержании свыше уровня его растворимости, т. е. больше 120—150 *мг/л* (для эоценового бассейна). При недосыщении морской воды золи и гели SiO_2 диспергируются, давая истинные молекулярные растворы (Okamoto a. oth., 1957).

Имеются экспериментальные работы, доказывающие возможность осаждения SiO_2 из недосыщенных и даже сильно разбавленных его растворов гидроокислами Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO (Harder, 1965). Но соотношения в осадке между содержаниями осадителя и SiO_2 таковы, что совершенно исключают возможность использования этих экспериментов для объяснения генезиса кремнистых пород. Они интересны лишь как указание на возможность хемогенного образования некоторой части глинистых осадков, да, собственно, и ставились в этих целях.

Таким образом, В. П. Казаринову не удалось найти реальных путей преодоления тех трудностей, какие создает биогенно-хемогенная гипотеза формирования мезозойских и кайнозойских кремнистых пород. Думаю, что их вообще преодолеть нельзя, а нужно сделать другое: оставить эту гипотезу, как неоправданную, и обратиться к трактовке всех послерифейских платформенных (частью и геосинклинальных) кремнистых пород в качестве биогенных, подвергшихся существенной переработке в диагенезе и раннем катагенезе. Хемогенная или хемогенно-биогенная концепция приложима в некоторых случаях лишь к тем послерифейским эвгеосинклинальным кремнисто-сланцевым и яшмовым толщам, которые подчинены вулканогенно-осадочным комплексам и накапливались вблизи вулканических очагов.

Вышеизложенная дискуссия отражает состояние вопроса до появления в литературе данных о содержании кремнезема в поровых водах в глубоких горизонтах океанических отложений (т. е. до 1970 г.). Сейчас положение резко изменилось, и проблема, вызывавшая до самого последнего времени ожесточенные споры, решена однозначно.

Напомню, что в наддонной воде современного океана содержание SiO_2 ничтожно и составляет всего 0,5—2,5 *мг/л*, редко выше (до 5 *мг/л*), в то время как в иловой воде концентрация кремнезема поднимается до 26—30 *мг/л* и более (за счет растворения панцирей кремнистых организмов). Содержание SiO_2 в поровых водах древних океанических отложений до сеномана включительно строго отвечает содержанию его в поровых водах современных осадков. Отсюда мы можем заключить, что *в наддонной воде древнего* океана концентрация кремнезема была гораздо меньшей, чем в поровых водах всего пробуренного разреза, и так же, как в современном океане, находилась в пределах немногих миллиграммов в литре.

Но такая концентрация SiO_2 чрезвычайно удалена от точки насыщения кремнезема морской воды, равной 100—120 *мг/л* при температуре 15° С. Это означает, что *о хемогенной садке кремнезема из мезозойских морей никакой речи быть не может.*

Экстрагирование его из раствора уже тогда *могло идти только биогенным путем,* а тот аморфный кремнезем, какой мы встречаем сейчас в опоках и гезах, возник в диагенезе путем растворения органических форм и нового выпадения SiO_2 из раствора уже в виде других, более стойких минеральных форм. *Бурение в океанах, наконец, решило эту проблему бесспорно, исключив дальнейшие дискуссии на эту тему.* Задачей литологов становится сейчас не выбор между биогенной или химико-биогенной гипотезой, — он сделан бурением в океанах, — а изучение тонкой минералогии опалов для решения, почему в одних случаях биогенный кремнезем оказывался неустойчивым и нацело замещался аморфным или криптокристаллическим, в других же — он уцелел в большей или меньшей, порой в значительной своей части. *Хемогенная садка кремнезема могла идти в мезозое в кайнозое только в непосредственной близости к очагам разгрузки вулканических гидротерм в геосинклинальных зонах.* Но и здесь, если исходить из современного опыта, хемогенная садка должна играть совершенно подчиненную роль.

Но как обстояло дело в палеозое? Факт постоянства состава океанической воды на протяжении всего послерифейского времени, установленный выше, позволяет думать, что кремнезем в ней во все это время недосыщал воду, и, стало быть, нормальным путем извлечения его из раствора был путь биогенный, разумеется, в некотором — небольшом — удалении от вулканических очагов. Переход кремнезема из поля насыщения морской воды в поле недосыщения произошел где-то гораздо раньше конца рифея, и только для тех времен мыслимо допускать хемогенное его осаждение даже вдали от вулканов (джеспилиты). В свете данных глубокого бурения в океанах такое решение является сейчас, думается мне, единственно возможным и разумным. Продолжение полемики здесь становится уже анахронизмом, поддерживать который может лишь крайнее упрямство. Актуальной задачей, обещающей дать много интересного, является то изучение тонкой минералогии биогенных и возникших из них аморфных опалов, о котором сказано выше.

Подобно тому, как бокситы, руды Fe и Mn образуют рудную триаду, обладающую многими общими генетическими чертами, накопления фосфатов, $CaCO_3$, $MgCO_3$ и SiO_2 являются членами тетрады и также имеют много общего, притом это общее резко отделяет тетраду от триады.

Все члены гумидной рудной триады возникают за счет непосредственной подачи материала в бассейн с водосборной площади; при этом формирование бокситов, железных и марганцовых руд связано с разными этапами (стадиями) развития коры выветривания на водосборах. Эти обстоятельства делают триаду моноклиматической и исключают формирование руд Al—Fe—Mn в аридной зоне. Само же осаждение твердых фаз вызывается чисто физико-химическими, а не биологическими процессами. Отсюда фациальные профили Al—Fe—Mn хорошо отражают степень геохимической подвижности главных рудообразующих компонентов.

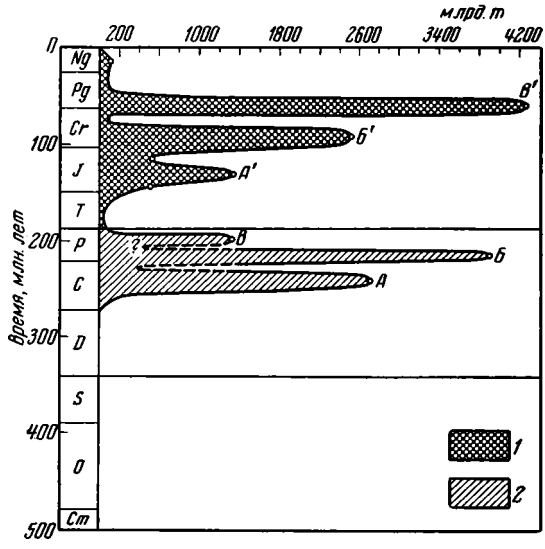
В формировании пород тетрады непосредственная подача растворов в бассейн реками не играет никакой роли. Выпадение в осадок $P—CaCO_3—MgCO_3—SiO_2$ происходит за счет огромных запасов их в морских и океанических водах, непрерывно пополняемых стоком растворов с континентов в местах совершенно других и часто весьма удаленных от площадей, где происходит осаждение какого-либо члена тет-

рады. Само выделение веществ в твердую фазу у трех последних членов осуществляется биогенно, да и в геохимии фосфора вообще (в бассейнах) биос играет огромную роль. Это обстоятельство приводит к тому, что фациальные профили $P—CaCO_3—MgCO_3—SiO_2$ перестают отражать геохимическую подвижность породообразующих элементов, а сами накопления их становятся биклиматическими, причем P и $MgCO_3$ тяготеют больше не к гумидным, а к аридным зонам. Связь накопления членов тетрады со стадиями развития коры выветривания на водосборах полностью исчезает.

18. Накопление органического вещества в послерифейских гумидных зонах

Петрография и фациальный анализ углей за последние десятилетия сильно продвинулись вперед и достигли большого совершенства. Это обстоятельство позволило с достоверностью решить ряд вопросов, прежде казавшихся неясными. Так, подтвердилось, что подавляющее большинство углей имеет *не аллохтонное, а автохтонное происхождение, и возникло на базе лесных болот,* то застойных, то более или менее проточных, в которых накапливался главным образом древесный материал. Торфонакопляющие болота только изредка возникали в результате зарастания озерных или лагунных водоемов, как правило же, они формировались путем заболачивания тех или иных участков общей площади гумидных зон благодаря подъему уровня грунтовых вод. При этом локализация заболоченных пространств внутри седиментационных областей была весьма разнообразна. Торфяники возникали и на водораздельных, междуречных пространствах среди плоских депрессий с высоким уровнем грунтовых вод, и в речных долинах, в частности на обширных поймах (особенно в их прибортовых депрессиях), и на участках стариц. Обширные площади заболачивания типичны для низовьев рек, их дельтовой области, а также для побережных низин, примыкающих к морю (типа Дисмальского болота в США до его осушения). Даже такие, казалось бы, неподходящие обстановки, как дистальные концы пролювиальных конусов выноса в предгорных пространствах, нередко становились участками заболачивания, заторфовывания и, следовательно, углеобразования в силу того, что уровень грунтовых вод, подчиненных этим конусам, локально сильно поднимался при выполаживании пролювия и утоньшении его состава (Крашенинников, 1957). Таким образом, *фациальный профиль угленакопления оказывается весьма широким, диапазон условий огромным, а сами угли довольно обычным и широко распространенным образованием среди континентальных гумидных отложений.* В сущности, почти нет континентальных гумидных свит, в которых полностью отсутствовали бы более или менее ясные следы углеобразования, хотя бы количественно слабо выраженные. О массе сконцентрированного в углях органического вещества можно судить по тому, что геологические запасы углей, оцененные только до глубины 1200 *м* для каменных углей и 800 *м* для бурых, оцениваются в 15 триллионов тонн, т. е. 15×10^{12} *т*.

Одновременно с расширением фациального типа накоплений органики в ходе послерифейской истории изменялся таксономический состав организмов породообразователей. К сожалению, это уловлено пока на единственной группе пород — углях. Древнейшие девонские угли — сапромикситы — были образованы исключительно аккумуляцией толстой кутикулы псилофитов, одевавшей ствол растений. Все остальные ткани бесследно уничтожались (З. В. Ергольская). В образовании каменноугольных растений принимали участие уже высшие сосудистые, лепидофиты — сигиллярии, лепидодендроны, каламиты, обладавшие очень толстой корой и малой древесиной; угли возникали за счет главным



Фиг. 81. Стратиграфическое распределение углей и связь его с тектоническими движениями земной коры (по Н. М. Страхову, 1960)

А — герцинская складчатость Западной Европы и Соединенных Штатов Америки;
Б+В — герцинская складчатость на территории СССР и Китая;
А' — киммерийские движения на территории СССР и Китая;
Б' — нижнемеловая складчатость на северо-востоке СССР;
В' — ларамийское горообразование в Северной Америке
1 — альпийское углеобразование;
2 — герцинское углеобразование

образом коры, древесина участвовала мало; такой вывод может быть сделан по сохранившимся в углях органогенным структурам. При этом и в девоне, и в карбоне угли возникали в сильно обводненных торфяниках, что способствовало массовому формированию кларенов и витренов. В перми господствующую роль в угленакоплении приобрели хвойные и вообще голосеменные с тонкой корой и мощной древесиной. Угленакопление совершалось в более сухих местах за счет древесины и листьев, часто за счет лесной подстилки; среди углей начали господствовать дюрены, много фюзена. Этот тип угленакопления с некоторыми вариациями продолжал господствовать и во всей последующей истории Земли без заметных направленных изменений, хотя с мела углеобразование происходило уже главным образом за счет покрытосеменных.

Вполне вероятно, что указанные изменения состава углеобразующей растительности как-то сказывались на химическом составе углей, однако эта сторона вопроса пока полностью не изучена.

Так же, как в истории рассеянного органического вещества, в истории его высоких накоплений существовали периодические колебания: в одни эпохи этих накоплений было много и очень много, так что консервировались огромные массы органики, в другие — очень мало. Мы плохо знаем пока эти колебания в формировании морских горючих сланцев, но достаточно хорошо в истории углей, на которых и остановимся.

На фиг. 81 изображены учтенные пока запасы углей, возникшие в разные периоды послерифейской истории. В кембрии, ордовике и силуре угли не возникали, так как наземная растительность была еще слишком незначительна. В девоне развивались псилофиты, дававшие кустарниковые формы; их ткани уже стали способными к консервации. Появились первые угольные месторождения.

Девонское угленакопление известно в настоящее время только на территории СССР, причем приурочено исключительно к тропической влажной области. Общая масса учтенных углей составляет ничтожную величину, всего 0,09 млрд. *т* (Кузбасс и Минусинский бассейн). Угли о. Медвежьего и Тимана едва ли заметно увеличат эту цифру.

В карбоне и перми в связи с прогрессивным развитием наземного растительного мира угленакопление резко усиливается и дает три последовательных максимума: в верхах нижнего, в среднем и верхнем карбоне, связанные с герцинской складчатостью Западной Европы, Дон-

баса, Казахстана и США (А); в нижней (Б) и верхней перми (В), коррелирующиеся со складчатыми движениями на территории СССР и Китая. В триасе угленакопление резко ослабевает, но затем следуют три новые мощные волны. Одна из них (А′) связана с киммерийскими движениями на территории СССР и Китая; вторая (Б′) — с нижнемеловой складчатостью на Северо-Востоке СССР; третья (В′) — с ларамийским горообразованием в Северной Америке. Во второй половине палеогена и в неогене произошло новое резкое сокращение углеобразования.

Из этих данных следует, что моменты интенсивного угленакопления в истории Земли теснейшим образом связаны с эпохами усиления тектонической жизни Земли, в частности с эпохами горообразования.

Эта связь сказывается не только на хронологии углеобразования, но и на тектоническом размещении угольных месторождений. Анализ соответствующих карт, опубликованных в т. II «Основ теории литогенеза» (Страхов, 1960), показал, что тектоническое размещение углей весьма характерно.

Угольные месторождения возникали в чрезвычайно различных по тектоническому характеру участках земной коры: на антеклизах и синеклизах платформ, в передовых прогибах перед формирующейся складчатой горной страной, в межгорных депрессиях внутри этой страны и, наконец, на участках геосинклинальных зон, находящихся еще на стадии развития нормального геосинклинального режима.

Но все же *подавляющая масса углей отчетливо локализована на участках активных тектонических движений в деформируемых областях геосинклинальнных зон и на примыкающих к ним частях платформенных синеклиз.*

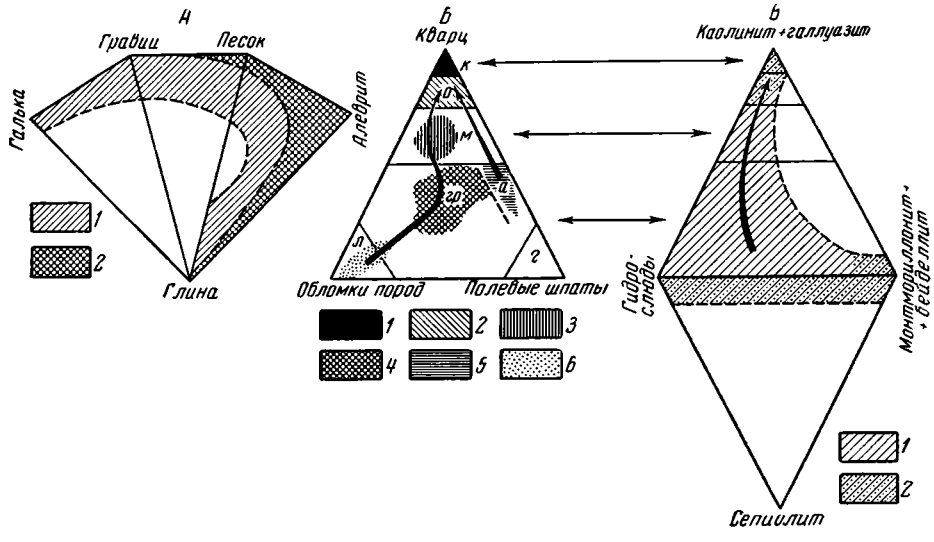
Отчетливо тяготея к эпохам и областям активных тектонических движений, углеобразование в то же время было в них процессом прерывистым; оно многократно то возникало здесь, то прекращалось. Прекращение углеобразования происходило в моменты, когда тектоническая подвижность территории достигала максимальной силы; в эпохи же ее ослабления угленакопление бурно развивалось. Так, в паралических ландшафтах, расположенных перед фронтом растущей складчатой системы, рельеф в моменты заболачивания и торфообразования резко нивелировался, а горная страна сильно понижалась, что вело к ослаблению денудации и резкому уменьшению приноса обломочного материала. В разрезах месторождений межгорных и предгорных котловин угольные слои подчинены горизонтам с более тонкозернистыми породами пойм и озер и отсутствуют в более грубозернистых горизонтах, сложенных конусами выноса. Таким образом, хотя углеобразование и тяготело к регионам тектонически активным, угли возникали на них все же в моменты, когда активность эта была умеренной, а не слишком большой и не максимальной.

Что касается морских горючих сланцев, то представления об их фациальных типах и механизме образования, разработанные еще в 30-х годах, сохраняются без сколько-нибудь заметных изменений и доныне, почему мы не будем пересказывать здесь уже известное (см. ч. II).

19. Закономерности вещественного состава послерифейских гумидных пород

Выделение гумидного литогенеза в особый тип позволило конкретно расмотреть и решить вопрос, который неоднократно вставал в литературе, но не выходил из стадии декларативных заявлений: *вопрос о закономерностях вещественного состава пород.* Эти закономерности изображены на диаграммах (фиг. 82 и 83). На первой видна связь грануломет-

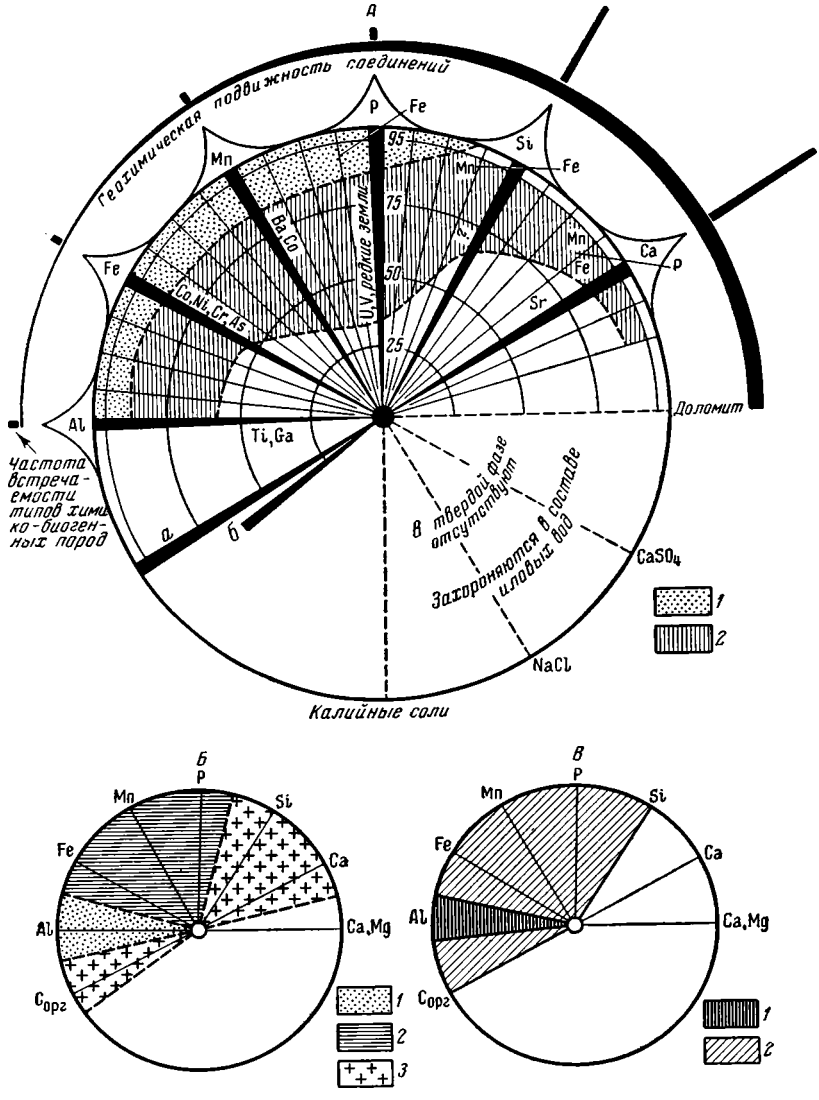
рии и минералогического состава обломочных пород с тектоническим режимом, а также состава песчано-алевритовых пород с составом пород глинистых. Обломочные породы тектонически активных зон (геосинклиналей, передовых прогибов, межгорных впадин) в пределах гумидных поясов имеют полифракционный состав и поэтому низкую сортировку. Одноименные же породы тектонически пассивных зон гораздо более сортированы. Песчаники тектонически активных зон занимают нижнюю часть треугольника Б, они полимиктовые; пески тектонически пассивных зон становятся все более олигомиктовыми и, наконец, кварцевыми. В треугольнике В видно, что полимиктовым песчаникам и алевритам отвечают полиминеральные глины с обилием монтмориллонита, хлорита, гидрослюд; олигомиктовые пески ассоциируют с чисто каолиновыми или каолинит-гидрослюдистыми глинами. Таким образом, между минералогическими типами грубозернистых и тонкозернистых пород намечается корреляция через тектонический режим, им отвечающий, но действие последнего реализуется через большие или меньшие возможности химического выветривания пород на водосборах. При вялом тектоническом режиме это выветривание интенсивное — возникают олигомиктовые и кварцевые пески и отвечающие им каолинитовые глины, при интенсивном режиме — полимиктовые пески и полиминеральные глины.



Фиг. 82. Гранулометрия и минералогический состав гумидных отложений (по Н. М. Страхову, 1960)

А — гранулометрические типы пород;
1 — тектонически активных регионов;
2 — тектонически пассивных регионов.
Б — минералогические типы песчано-алевритовых пород:
1 — кварцевые мономинеральные пески (*к*);
2 — кварцевые олигомиктовые пески (*о*);
3 — кварцевые мезомиктовые пески (*м*);
4 — полимиктовые пески — граувакки (*гр*);
5 — полимиктовые пески — аркозы (*а*);
6 — полимитовые пески — лититы (*л*).
Стрелками показано направление эволюции минералогического состава песков.
В — минералогические типы глинистых пород:
1 — обычные типы глин;
2 — редкие типы глин

На циклограмме (фиг. 83) сделана попытка отразить всю гамму гумидных пород и соотношения между ними. Все аутигенные породы выстраиваются слева направо в ряд, отвечающий все возрастающей геохимической подвижности компонентов от Al до Ca. Перемещаясь от центра циклограммы к концу любого радиуса, мы наблюдаем все градации постепенного убывания кластического материала и нарастания хемоген-



Фиг. 83. Состав химико-биогенных и смешанных пород гумидных зон (по Н. М. Страхову, 1960)

А — вещественный состав химико-биогенных и смешанных пород:
1 — редко встречающиеся типы рудных накоплений;
2 — обычно встречающиеся типы рудных накоплений.
Б — минералогические типы песчано-алевритовой примеси в химико-биогенных и смешанных породах:
1 — мономинеральная или олигомиктовая песчано-алевритовая фракция;
2 — олигомиктовая и мезомиктовая песчано-алевритовая фракция;
3 — минералогический тип фракции любой.
В — минералогический состав глинистой примеси в химико-биогенных и смешанных породах:
1 — каолинитовая глинистая примесь;
2 — состав глинистой примеси варьирует в широких пределах;
а — органическое вещество;
б — горючие сланцы

ного компонента. При этом чем более чистым является накопление компонента, тем реже в общем встречается оно в природе; поэтому породы, по составу отвечающие концам каждого радиуса, редки и встречаются обычно малыми массами; породы же, отвечающие по составу точкам, более близким к центру циклограммы, встречаются все чаще и большими массами. При движении по окружности от одного радиуса к дру-

гому мы также обнаруживаем все переходные по составам разности от чистого накопления одного компонента до чистого накопления другого. Но распространение этих разностей пород подчинено уже другому закону. Чаще встречаются наиболее чистые накопления компонентов, реже — их смеси; особенно редки такие двухкомпонентные системы, в которых доли участия каждого компонента приблизительно равны. Эта закономерность впервые была открыта на примере известковых и доломитовых пород США.

20. Об условиях, способствующих наиболее яркому проявлению в породах гумидного типа литогенеза

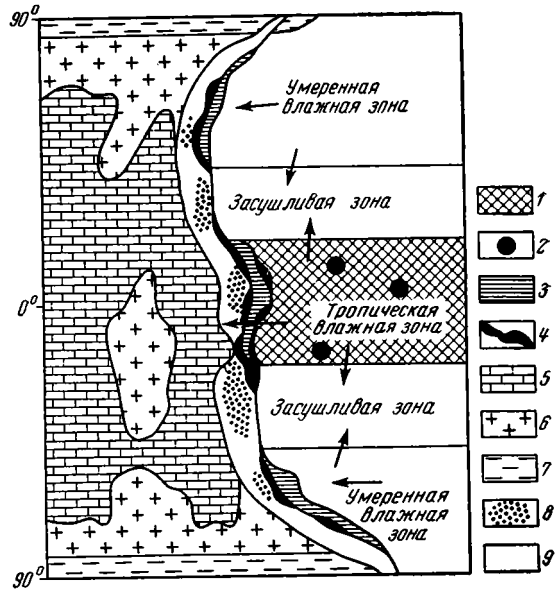
Какую бы сторону гумидного седиментогенеза ни взять — выветривание пород на водосборных площадях, механическую или химическую денудацию, формы переноса компонентов в реках, распределение и накопление в осадках обломочных зерен и минералов, рассеянные содержания элементов и высокие концентрации Al—Fe—Mn, органического вещества, P—$CaCO_3$—$MgCO_3$—SiO_2 — всегда при внимательном рассмотрении можно убедиться, что все они явственно видоизменяются под влиянием частных физико-географических обстановок, господствовавших на отдельных, ограниченных по площади участках гумидных поясов. В результате этих изменений черты принадлежности осадка (породы) именно к гумидному литогенезу выражаются то очень ярко и характерно, то сравнительно слабо и неотчетливо, то, наконец, едва улавливаются.

Естественно встает вопрос: какая же физико-географическая обстановка внутри общей гумидной седиментационной области способствует приобретению осадками (породами) наиболее ярко выраженных черт гумидного литогенеза и какие обстановки, напротив, тормозят проявления этих черт, смазывают их?

Нетрудно показать, *что наиболее отчетливо гумидный литогенез запечатлевается на осадках (породах) в условиях вялого тектонического режима, высокой температуры и влажности региона, т. е. на равнинах тропической зоны.* Чтобы в этом убедиться, сравним, как идут процессы на равнинах с разными вариациями гумидного климата и в областях с более расчлененным рельефом, т. е. более тектонически активных.

На водосборных площадях равнинного ландшафта тропической и субтропической областей развивается латеритная кора выветривания, с накоплением в ней каолина и свободных гидроокислов Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2. В умеренном, а тем более холодном влажном климате химическое выветривание сильно ослабевает и останавливается на стадии гидрослюд, а иногда и вовсе подавляется. Соответственно изменяется характер терригенно-минералогических комплексов, возникающих за счет размыва коры выветривания. В тропическом и субтропическом влажных климатах обломочные зерна лишаются неустойчивых компонентов, и терригенно-минералогические комплексы в песчано-алевритовых осадках становятся олигомиктовыми, мономинеральными, по существу кварцевыми, с ничтожной примесью устойчивых минералов: рутила — циркона — турмалина — граната. В более холодных климатах разрушение минералов в коре выветривания замедляется, и при размыве ее возникают мезомиктовые обломочные комплексы, а в совсем холодных — даже полимиктовые.

В теплых климатах, в условиях сильного химического выветривания и ослабленной механической денудации, растворы в миграциях элементов превалируют над взвесями, что приводит к резко выраженному упорядоченному распределению элементов в осадках с более или менее значительным сдвигом масс в пелагическом направлении. В климатах холодных



Фиг. 84. Особенности литогенеза на разных участках гумидных зон (по Н. М. Страхову, 1960)

1 — каолиновая и глиноземная кора выветривания;

2 — бокситы;

3 — железные руды оолитовые;

4 — марганцовые руды;

5 — накопления $CaCO_3$;

6 — накопления SiO_2;

7 — глины высоких широт;

8 — фосфориты;

9 — прибрежные песчано-глинистые отложения

это почти не проявляется, и распределение элементов принадлежит более или менее ярко выраженному пестрому типу.

В тропической и временами субтропической влажных областях переотложение коры выветривания с присущими ей гидроокислами Al—Fe—Ti создает бокситовые месторождения в озерах и заливно-лагунной зоне морей; севернее, в более холодных районах гумидных зон, бокситы отсутствуют; сохраняются еще каолиновые озерные глины и примесь каолинита в морских отложениях, но на окраине гумидных зон и в высоких широтах и они исчезают (фиг. 84).

Железные и марганцовые руды формируются как в тропической и субтропической влажных зонах, так и в умеренных, но главным образом в двух первых; в высоких широтах гумидных поясов их генерация прекращается. Угли возникают в весьма широком диапазоне условий: в тропической, субтропической и умеренной зонах и даже в холодном климате. Что касается накоплений фосфора, то на территории гумидных поясов они вообще развиты слабо; по мере же перехода на высокие широты фосфатонакопление прекращается.

В морях тропиков и субтропиков благодаря высокой температуре $CaCO_3$ достигает стадии насыщенных и даже пересыщенных растворов. Это обстоятельство резко стимулирует биогенное выделение кальцита разнообразными донными и планктонными организмами, а в ряде случаев, в прибрежной зоне, и химическое его осаждение. Возникают разнообразные карбонатные осадки — коралловые постройки, раковинные банки, мелкофораминиферовые илы, пелитоморфные карбонатные илы, являющиеся характерными представителями тропической и субтропической модификаций гумидного литогенеза. Местами, кроме $CaCO_3$, накапливаются небольшие количества доломита. По мере продвижения на север, в зону умеренного влажного климата и еще дальше, к полярной области, биогенное карбонатовыделение ослабевает, а химическая садка $CaCO_3$ прекращается совсем. Осадки умеренного влажного климата становятся весьма бедными карбонатным материалом и часто лишаются $CaCO_3$; известковые же фации и породы исчезают совсем. Надобно иметь в виду, однако, что когда течения из низких широт заходят далеко в высокие (как, например, современный Гольфстрим), граница карбонатоообразова-

ния и известковых осадков в виде узкого языка также продвигается далеко на север.

Отложения кремнезема формируются на всех участках гумидной зоны, при разных температурных условиях. Но на юге главными экстракторами SiO_2 являются радиолярии и губки, на севере — губки и диатомеи. Впрочем, эти различия касаются лишь новейшего времени — с мезозоя; в более древние эпохи их, возможно, не существовало (?).

В целом же на фоне слабых эпейрогенетических движений земной коры влияние климатических различий разных участков гумидных поясов сказывается рельефно и осадкообразование отличается удивительным разнообразием химико-биологических процессов и накопления компонентов. При этом наиболее благоприятными для полной реализации особенностей гумидного осадкообразования, действительно, оказываются условия теплого — тропического и субтропического — климата с высокими годовыми температурами (сейчас 20—25° С, прежде, возможно, выше) *и максимальными метеорными осадками* (сейчас обычно до 3000 *мм* в год, прежде выше?).

С переходом в высокие широты и с падением среднегодовых температур и масс метеорных осадков, а также по мере приближения к аридным областям многогранный гумидный седиментационный процесс беднеет формами и в нем все больше выдвигаются на первый план процессы механической седиментации.

Весьма характерно видоизменяется гумидный седиментогенез при усилении тектонической активности региона. По мере того как темпы движений земной коры ускоряются и амплитуда их возрастает, рельеф участка делается все более расчлененным. Интенсивность химического выветривания пород на водосборных площадях при этом убывает, и в речном стоке растворенные компоненты все более уступают место механически переносимым обломочным частицам. Накопляющиеся осадки все более обогащаются кластическим материалом, химические же и биологические отложения все сильнее сокращаются; убывают и рудные накопления Al—Fe—Mn и др. Состав терригенно-минералогических комплексов становится все более разнообразным: олигомиктовые комплексы сменяются мезомиктовыми. С достижением некоторого критического уровня темпов эпейрогенеза выветривание даже в условиях теплого гумидного климата становится главным образом физическим, интенсивность механической денудации достигает своих максимальных значений; осадки становятся плохо сортированными, полимиктовыми, песчано-алевритово-глинистыми, лишь с едва уловимой примесью седиментационных химико-биогенных минералов. Химико-биогенные отложения, а также рудообразование исчезают совсем. Уцелевают лишь угли, но и они возникают в эпизодически наступающие периоды ослабленных движений земной коры. Примером крайнего развития такого режима являются отложения верхнего палеозоя Карагандинского синклинория.

При таком характере осадкообразования уловимые отличия обломочных комплексов, возникающих в разных климатических, но одинаково сильно подвижных участках гумидных зон, исчезают. Осадконакопление по своему петрографическому облику нивелируется, становится однообразным и мало чувствительным даже к крупным климатическим изменениям внутри гумидных зон.

Итак, черты гумидного литогенеза наиболее ярко проступают в петрографическом облике отложений лишь в том случае, если осадконакопление совершается на базе слабых, вялых эпейрогенических движений. С усилением этих движений действие их на седиментогенез все сильнее подавляет влияние климатического фактора и приводит к возникновению однотипных обломочных отложений при всех локальных модификациях

климата гумидных зон. Все это означает, что в пределах гумидных зон тектонический фактор действует сильнее на видоизменения гумидного осадкообразования сравнительно с климатическим.

Такие соотношения между климатом и тектоническим режимом внутри гумидных зон возникают потому, что в *пределах последних мы всегда имеем дело лишь с разновидностями одного и того же типа климата, что заранее предусматривает ограниченную силу их воздействия на седиментацию. Тектонический же фактор в областях гумидных поясов варьирует во всей возможной для него амплитуде интенсивностей.* При такой ситуации не удивительно, что на площади этих поясов тектоническое воздействие на осадкообразование сказывается эффективнее, чем влияние модификаций климатического режима. Но как только мы переходим к *другому типу климата* — ледовому или аридному, сейчас же оказывается, что никакой тектонический режим не в состоянии стереть характерные черты седиментогенеза, обусловленные разными типами климатических условий, действующими через физико-химические факторы: температуру, баланс влаги, живое вещество. Весьма убедительный пример этого можно видеть в галогенных и угленосных отложениях. Тектонически они возникают при весьма близком, часто тождественном режиме: на тектонически активных участках геосинклинальных зон, вступивших в стадию складкообразования, в межгорных депрессиях среди складчатых гор, в передовых прогибах, наконец в прилегающих к ним синеклизах платформ. *Но угли формируются при этом только в зонах гумидных климатов, галогенные же отложения — только в зонах аридных климатов.* То же, но в менее яркой форме, можно видеть на истории развития карбонатных осадков; при одинаковом тектоническом режиме карбонатонакопляющих территорий известняки возникают почти исключительно в гумидных зонах, доломиты — почти исключительно в аридных поясах.

До сих пор еще приходится слышать споры о том, какой фактор — климатический — или тектонический — является главным и ведущим в образовании осадочных пород. Мне кажется, что эти споры основаны на недоразумении. Дело в том, что *ни одна осадочная порода не возникла вне каких-то климатических условий, точно так же, как нет пород, образовавшихся вне какого-то тектонического режима.* Это значит, что и *климат, и тектонический режим являются всегда и без всяких исключений факторами, безусловно необходимыми и вместе достаточными для течения литогенеза. В этом смысле они принципиально равноценны,* ибо вне наличия каждого из них природный процесс осадочного породообразования просто невозможен. Поэтому спор о большем значении климата или тектонического фактора и о «ведущей роли» какого-либо из них является спором праздным и схоластическим, основанным на непонимании реальных условий осадочного породообразования как природного процесса. Надо не спорить о том, какой из интересующих нас факторов важнее, а выяснять, в чем именно, в каких конкретных чертах состава и строения пород и их размещения на лике Земли проявляется действие климата и в каких — влияние тектонического режима? Именно этот конкретный и вполне доступный объективному исследованию вопрос нас и интересует в настоящей и разбирался в более ранних монографиях.

Совершенно очевидно, что *общая литогенетическая зональность на поверхности Земли создается типами климатического режима; в этом сказывается его доминирующая роль. В пределах же климатических зон локальные изменения климатических условий имеют ограниченную силу, и на первый план в действии на литогенез выступает тектонический фактор, варьирующий во всем доступном ему диапазоне интенсивностей.*

21. Следы эволюции в послерифейском породообразовании

В заключение несколько слов об эволюции гумидного осадконакопления в послерифейской истории Земли.

Нужно сказать, что достоверных следов эволюции в послерифейском литогенезе открывается немного, причем *все они так или иначе связаны с эволюцией биоса и его влиянием на литогенез.* Три черты в послерифейской истории органического мира имели прямое отношение к литогенезу: 1) резкое увеличение общей массы «живого вещества», которое было вызвано переходом жизни из моря на сушу и завоеванием им здесь все новых областей; 2) «расползание» его по дну океана, захват все больших глубин и пелагических зон морей; 3) освоение им многих неорганических компонентов в качестве материала для построения скелета либо базы для физиологических процессов: SiO_2, $CaCO_3$, $MgCO_3$, Ba, Sr, CaF_2, Cu и др.

Переход живого вещества на сушу привел к возникновению нового типа пород — *углей*, вещественный состав, структуры и текстуры которых, как мы видели, отчетливо изменялись в послерифейской истории. Этот процесс идет, по-видимому, непрерывно, хотя и проявляется периодически, контролируясь ходом эпейро- и орогенических процессов. В море рост биомассы отразился в периодическом накоплении горючих сланцев, в которых концентрация $C_{орг}$ (в %) значительно меньше, чем в углях, но общее количество $C_{орг}$ огромно и, вероятно, соизмеримо с общей массой $C_{орг}$ в углях, а может быть, ее даже превосходит.

Этот рост биомассы в послерифейское время, помимо появления углистых пород, имел два других следствия, разных по характеру на суше и в море. На суше появление жизни в гумидных зонах в принципе могло сказаться на выветривании пород на водосборах, усилив его. Но в то же время усиленная экстракция CO_2 из атмосферы растениями суши и моря, биомасса которых резко возросла, должна была оказать на выветривание водосборов противоположное влияние, ослабив его. Как складывался итог этих двух противоположных процессов, сказать трудно, во всяком случае каких-либо специфических черт в самых древних послерифейских корах выветривания сравнительно с более новыми пока не констатировано. Поэтому говорить о принципиально новом типе выветривания пород после перехода жизни на сушу, как это делают некоторые геологи, пока оснований нет.

Гораздо отчетливее выразился рост биомассы в морских водоемах. Как неоднократно приходилось отмечать, уже к концу рифея щелочной резерв моря под влиянием фотосинтезирующей деятельности морских растений упал настолько, что морская вода оказалась недосыщенной доломитным веществом. Это привело к тому, что хемогенная садка доломита в гумидных зонах, вообще говоря, прекратилась и сохранилась лишь в аридных водоемах, где испарение воды, концентрируя ее, доводило доломитовый раствор до точки насыщения. Но доломитообразование в гумидных зонах все же в некоторой мере сохранилось, только стало биогенным за счет вноса $MgCO_3$ организмами с «магниевой функцией». Иначе говоря, доломитообразование в гумидных зонах в послерифейское время все отчетливее подпадало под контроль биоса.

Одновременно с этим появление все новых известьвыделяющих организмов не только в шельфовой области, но и в пелагиали все больше вытесняло хемогенную садку $CaCO_3$ в морях и к настоящему времени практически нацело подавило ее. Еще отчетливее проявляется это в геохимии SiO_2. Таким образом *два главных компонента речного стока, способных осаждаться в условиях гумидных зон, в послерифейское время все*

больше извлекались из растворов биогенным путем; для SiO_2 это был даже единственный способ осаждения вдали от вулканических очагов. Если добавить к этому, что в послерифейские времена появились формы с фосфатной раковиной и даже с CaF_2, и что развились группы организмов, усваивающие Ba, Sr, а также такие, у которых железо в крови заместилось Cu, то станет очевидным, что за последние 500×10^6 лет влияние биоса на геохимическую жизнь гидросферы и процессы седиментации все возрастало.

Любопытной чертой послерифейского литогенеза является резкое увеличение глауконитообразования начиная с юры, особенно на платформах. Причина этого не вполне ясна. Так как глауконит является типичным образованием окислительной зоны осадков, можно думать, что его усиленное развитие обусловлено накоплением O_2 в атмосфере и в воде в результате резко возросшей фотосинтетической деятельности растений. Если это действительно так, то перед нами новый пример влияния биоса на послерифейский литогенез и новая черта его направленного развития.

И все же, суммируя эти черты направленной эволюции, нельзя не признать, что *за все послерифейское время мы лишь с трудом можем распознать достоверные следы необратимой эволюции осадочного породообразования.* Напротив, *общность главных черт его и даже деталей во все послерифейское время резко бросается в глаза, что и позволяет уверенно использовать глобальную модель современного литогенеза для познания древнего осадочного породообразования.* Серьезные отклонения от нее начинаются лишь тогда, когда мы «спускаемся» в более глубокое — докембрийское — прошлое. И поэтому мы можем сейчас с полным основанием констатировать, что *все страхи, сомнения, предостережения относительно использования современных процессов для познания послерифейского литогенеза, которые усиленно муссировались в некоторых кругах литологов в ходе литологической дискуссии* (1948—1952 гг.), когда шла речь о сравнительно-литологическом методе, *имели своим источником вовсе не глубокое познание литогенеза прошлого, а, наоборот, чрезвычайно слабую осведомленность о нем.*

22. Баланс осадконакопления в гумидных водоемах послерифейского времени

В главе I было показано, что в современный момент первенствующее значение в водоемах гумидной зоны играют процессы механической седиментации, на втором месте стоит биогенное осадконакопление и совсем малое место занимают процессы химической садки (коагуляция, сорбция).

Спрашивается, является ли такой баланс характерной чертой именно современного момента или же он в какой-то мере проявлялся и в прошлом?

В этом вопросе следует различать две стороны: 1) отношение механической седиментации к сумме биогенной + хемогенной; 2) соотношения между биогенным и хемогенным осадконакоплением.

Относительно первого нужно иметь в виду следующее.

Современный момент характеризуется общим высоким стоянием континентов, обилием горных цепей, как складчатых, так и глыбовых. Это и естественно, ибо третичное время было периодом усиления активности тектонического режима и сопровождавших его поднятий. Но такие же эпохи усиления тектонического режима и поднятий неоднократно были и в геологическом прошлом, например в конце кембрия, ордовика, силура, в конце нижнего карбона, в верхней перми, в верхнеюрское время. Мы вправе думать, что в эти эпохи миграции осадочного вещества также осуществлялись в подавляющей степени в составе твердых фаз, и, стало

быть, их распределение в конечных водоемах стока происходило по законам механической дифференциации. В промежуточные эпохи с более спокойным тектоническим режимом рельеф континентов сглаживался и роль твердых фаз в качестве переносчиков элементов убывала. Но насколько? Ответ на это дает сравнение структуры речного стока вещества в среднем со всех континентов и с их равнинных территорий. Обозначая через *а* влекомые, *б* — взвешенные, *в* — растворенные вещества, получаем, что в среднем речном стоке их соотношение следующее (по Лопатину, 1952) — $а : б : в = 0{,}35 : 3{,}5 : 1$; в равнинных же — $а : б : в = 0{,}04 : 0{,}35 : 1$. Различия достаточно существенные.

Нужно, однако, иметь в виду, что в истории Земли никогда не было моментов полной пенепленизации, но всегда наряду с равнинными территориями существовали в большей или меньшей степени и территории горные; об этом говорят палеогеографические карты. Поэтому структура речного стока, отвечающая современным равнинам, является тем пределом, который никогда не достигался. Реальная структура стока, по крайней мере в послерифейские времена, колебалась в промежутке между рядом $а : б : в = 0{,}35 : 3{,}5 : 1$ и рядом $а : б : в = 0{,}04 : 0{,}35 : 1$, то совпадая с первым (и даже временами его превосходя по роли твердых фаз?), то приближаясь ко второму, но никогда его не достигая.

Таким образом, *главенствующая роль механической седиментации и подчиненная роль биогенной+хемогенной во все послерифейские времена в гумидных зонах несомненна.* Это обстоятельство, впрочем, уже давно признано геохимиками, по подсчету которых песчаники + глины образуют больше 80% суммарного веса стратисферы (на континентальном блоке, конечно).

Что касается соотношений внутри биогенной + хемогенной группы процессов, то здесь, как уже говорилось, первый процесс в гумидной зоне в течение послерифейского времени все больше подавлял второй и к современному моменту стал резко господствующим.

глава III

ОСОБЕННОСТИ АРИДНОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПОВ ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

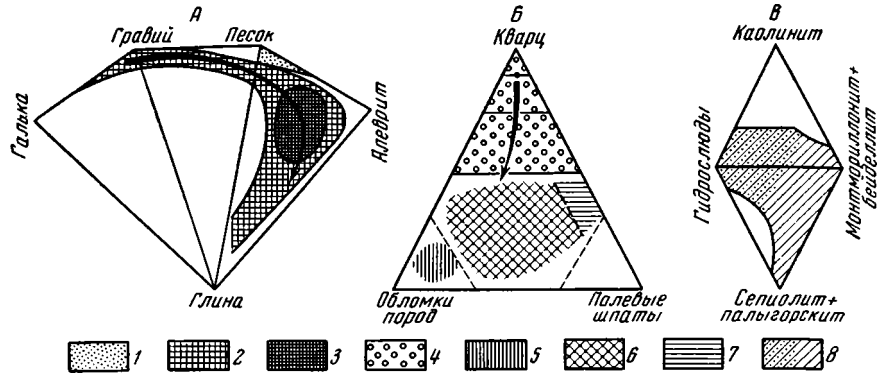
Обособление аридного типа литогенеза от гумидного, а также изучение современных его форм позволили открыть в нем ряд новых сторон и, прежде всего, выделить две крупные стадии: *начальную,* догалогенную, когда осолонение водоемов было еще низким и легкорастворимые соли — сульфат кальция, хлориды и сульфаты натрия, калия, магния, бром, бор и другие — еще удерживались в растворе, и *галогенную*, когда эти легкорастворимые соединения последовательно достигали насыщения и уходили в осадок. Нужно сказать, что в руководствах по литологии до сих пор описывались породы лишь этой поздней галогенной стадии, отложения же начального (догалогенного) времени и их специфика сравнительно с породами гумидными оставались вне поля зрения, точнее, мыслились в качестве чего-то общего неразличимого. Это и позволяло некоторым литологам (например, Л. В. Пустовалову, В. П. Казаринову и др.) трактовать галогенез как простое логическое продолжение гумидного литогенеза, выстраивая их в единый генетический ряд.

Более близкое изучение догалогенной стадии аридного литогенеза по сравнению с гумидным обнаружило ряд отчетливых их различий и невозможность рассматривать галогенез в качестве непосредственного продолжения литогенеза гумидного.

I. ОСОБЕННОСТИ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

1. Терригенные и главные аутигенные породы

Специфика догалогенного периода разнообразна и сказывается как на терригенном, так и на аутигенном отложении. Для обломочных и глинистых пород она наглядно видна на фиг. 85. Так как химическое выветривание из-за недостатка влаги — порой значительного — в аридных зонах резко подавлено, первичные олигомиктовые и кварцевые пески в пределах аридных зон не формируются и возникать не могут; образуются лишь аркозовые и граувакковые пески и песчаники. Точно так же формируются не каолиновые глины, а лишь полиминеральные (монтмориллонит-гидрослюдистые) либо аутигенные — палыгорскитовые, сепиолитовые. Это, однако, не значит, что в разрезах аридных толщ не могут встречаться отдельные прослои и небольшие горизонты кварцевых песков, а в составе глин не встречается незначительной примеси каолинита —



Фиг. 85. Гранулометрия и минералогический состав терригенных пород аридного класса (по Н. М. Страхову, 1962)

А — гранулометрический состав обломочных пород;
Б — минералогический состав обломочных пород;
В — состав глинистого компонента смешанных аллохтонных пород
1 — эоловые пески;
2 — породы конусов выноса рек;
3 — чаще встречающиеся составы;
4 — составы песчаного материала, первично отсутствующие в автохтонных терригенных породах и заносимые за счет размываемых отложений гумидных зон;
5—7 — полимиктовые пески:
5 — лититы,
6 — граувакки,
7 — аркозы;
8 — обогащение гидрослюд калием и натрием.
Стрелками показано направление эволюции состава обломочных пород

типичного минерала гумидных зон. Но все эти признаки гумидности в данном случае *чужды* той обстановке, в которой возникли аридные толщи, и кварц, когда он обилен, и каолинит являются аллохтонными, а не автохтонными компонентами пород. Ведь седиментация засушливых зон в большой, а часто решающей степени питается за счет материала, выносимого из соседних по горизонтали и вертикали гумидных зон и поэтому просто наследует черты его вещественного состава; в данном случае это касается накоплений кварца и каолинита.

На начальной стадии аридного литогенеза вода в бассейнах пересыщена карбонатом кальция. Отсюда постоянная известковистость терригенных осадков, часто настолько значительная, что по содержанию $CaCO_3$ они относятся уже не к собственно терригенным ($CaCO_3$ меньше 5%), а к терригенно-аутигенным ($CaCO_3$ 10—20%) отложениям. Слабое развитие биоса в аридных зонах влечет за собой изначально небольшое содержание $C_{орг}$ в породах и отсюда нередкую их красноцветность или пестроцветность. Иногда она сочетается с признаками засоленности.

Что касается аутигенных накоплений, то для начальной стадии аридного литогенеза характерно полное отсутствие бокситов, железных и марганцовых руд; они замещаются здесь рудами меди, свинца, цинка. Обильно развиваются фосфатные руды. Вместо известняков развиваются доломиты.

2. Генезис стратифицированных руд Cu—Pb—Zn (гомологов гумидной триады)

До 40-х годов накопления Cu, Pb, Zn в осадочных рудах, образующие так называемые стратифицированные месторождения, почти не привлекали к себе внимания исследователей. За редким исключением (например, приуральские медистые руды, скопления Pb и Zn в верхнеленской толще Иркутского амфитеатра и некоторые другие) все они считались образованиями гидротермального генезиса, так называемого телетермального типа.

М. М. Константинов (1963) был, кажется, первым, кто усомнился в правильности такого рода трактовки и стал систематически собирать данные как по советским, так и по зарубежным рудам Cu, Pb, Zn, которые подтверждали бы возможность их осадочного происхождения. На ту же точку зрения стал В. М. Попов, подробно изучивший Джезказган, составивший фациально-палеогеографическую карту эпохи отложения джезказганской свиты и показавший приуроченность месторождения к дельтовой фации бассейна. Позже, собрав большой материал по характеру толщ, вмещающих стратифицированные месторождения Cu, Pb, Zn, он установил, что эти руды подчинены отложениям аридного типа, в разрезе которых, в небольшом по вертикали удалении от руд встречаются гипсоносные и даже галогенные породы (Попов, 1955, 1956, 1959). Существенную поддержку осадочной концепции оказали Л. Ф. Наркелюн (1962), В. Д. Шутов и И. П. Дружинин (1963), детально изучившие Джезказганское месторождение. Но еще большее, по существу решающее, значение имеют чисто эмпирические наблюдения В. И. Журбицкого и К. И. Маричева (1968) над распределением Cu, Pb, Zn в Джезказганском месторождении. Ими установлено, что «1. Медистые песчаники Джезказганской группы представляют собою пласты серых песчаников или отдельные горизонты этих пластов с повышенным по отношению к вмещающим породам содержанием халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn), пирита и в ряде случаев органического вещества. Они строго стратифицированы, прослеживаются практически непрерывно по всему обрамлению структур первого порядка и повторяют все особенности тектонической структуры вмещающих пород... 2. Руды и рудные тела ... не имеют естественных геологических границ и связаны постепенными и плавными переходами с вмещающими медистыми песчаниками. Скопления рудных минералов в пределах рудных участков и более рассеянные их агрегаты во вмещающих медистых песчаниках представляют собою неотличимые, единые по своей геологической природе образования с едиными закономерностями распространения» (Журбицкий, Маричев, 1968, стр. 25—27).

В. С. Домарев (1948), изучавший мангышлакские медистые песчаники и обобщивший большой материал по зарубежным месторождениям того же типа и свойственной им минералогической зональности, также пришел к выводу об их осадочном происхождении. К осадочным же, но претерпевшим изменения в катагенезе, были отнесены Удоканское месторождение меди в Забайкалье (А. А. Богданов, Ф. П. Кренделев и др.), свинцово-цинковые руды фамена Каратау (Миргалимсай), приташкентского района живета (Е. Л. Абрамович, А. М. Лурье) и другие, образующие обширный пояс в хребтах Тянь-Шаня. Такая трактовка руд еще не получила общего признания и не лишена некоторых неясностей и непреодоленных пока трудностей. Но в основе своей ее следует признать, по-видимому, правильной и существенно расширяющей круг исследований литологов.

Если верно, что стратифицированные руды Cu—Pb—Zn действительно осадочные (хотя и претерпевшие иногда дополнительное обогащение в диагенезе и катагенезе), то они, как было отмечено автором этих строк, демонстрируют рудный процесс в самом начале осолонения аридных водоемов и являются в этом смысле гомологом гумидной триады (Al—Fe—Mn), как бы замещая ее в ином климатическом поясе.

Вопрос об источниках Cu—Pb—Zn и сопутствующих им элементов только в редких случаях допускает сколько-нибудь убедительное решение и то лишь в общей форме. Так, медистые песчаники Приуралья давно и единодушно связывают с разрушением медноколчеданной полосы Урала. Медистые сланцы Мансфельда долгое время связывали с гранитами и сопровождающими их рудными жильными породами Гарца; но обнаружение А. Шюллером обломков пропилитизированных эффузивных пород со следами рудных минералов позволяет расширить круг возможных мате-

ринских пород и включить в него также эффузивы эпохи мертвого красного лежня. Еще шире был возможный круг источников меди при возникновении Джезказганского месторождения. «В породах древнего кристаллического фундамента в пределах Джезказган-Улутавского района известны многочисленные эндогенные месторождения цветных и редких металлов, связанные с каледонскими гранитоидами, а в девонской красноцветной толще широко распространены осадочные медные месторождения типа медистых песчаников, аналогичные джезказганским. Продукты размыва этих месторождений сносились в Джезказган-Сарысуйскую впадину и в ее периферические бассейны, в том числе и в полузамкнутый Джезказганский залив. Позднекаледонские адамеллиты и гранит-порфиры Эскулинского поднятия, обогащенные медью до 0,16%, барием и серой, несомненно, служили одним из источников этих элементов в рудах Джезказгана» (Попов, 1959, стр. 203). Наконец, еще одними из возможных материнских пород для медных руд были эффузивы, формировавшиеся в период накопления меденосной свиты, в частности в бассейнах рек Джаксыкон и Сюртусу. Источником свинца для девонских месторождений Приташкентского района и Сумсара были, по Е. Л. Абрамович и А. М. Лурье, более древние девонские же эффузивы прилегающих районов.

Этими примерами едва ли не исчерпывается круг месторождений, для которых еще возможно, хотя и в очень общей форме, как-то конкретизировать представление об источниках металла. В подавляющем же большинстве случаев нельзя дать даже и таких общих указаний, и речь идет лишь о каких-то коренных (гидротермальных и др.) месторождениях Cu—Pb—Zn, ныне уничтоженных, либо о магматических комплексах, обогащенных названными металлами и также обычно не дошедших до нас. Следует отметить характерную черту в этих представлениях: *необходимость первичной обогащенности пород Cu—Pb—Zn*. Она выдвигается в качестве постулата потому, что кларковые содержания этих металлов слишком низки, а в седиментационном процессе не существует механизма, который смог бы собирать эти ничтожные дольки рудных компонентов, отделять их от разбавляющего терригенного безрудного материала и превращать в рудные накопления. Тем более, что процессы противоположного смысла — смешения и понижения концентраций рудных элементов — весьма развиты и мощны. Как и для всех микроэлементов, для образования осадочных накоплений Cu—Pb—Zn требуется поэтому предварительное, более или менее значительное обогащение рудными компонентами исходных материнских пород.

Долгое время оставался неясным вопрос: в каких формах — в растворах или в виде механической взвеси — перемещались рудные компоненты от материнских пород к месту рудообразования? Сейчас, мне кажется, этот вопрос следует считать решенным вполне однозначно. *Ясно выступающая разная геохимическая подвижность элементов триады Cu—Pb—Zn, выражающаяся в тяготении меди к обломочным породам, а свинца и цинка к карбонатным отложениям, пространственная дифференциация этих элементов внутри полиметаллических месторождений типа мансфельдских сланцев и Джезказгана могли развиться только в том случае, если рудообразующие элементы мигрировали в своей подавляющей массе в растворенном состоянии.* Если параллельно с этим имел место также перенос в форме взвесей, то его значение было ничтожно; в рудном процессе эта форма во всяком случае участия не принимала.

Но ведь для аридных зон, как известно, типично резкое ослабление процессов химического выветривания и замещение их механическим. Между тем миграция Cu—Pb—Zn осуществлялась в виде растворов. Каким образом совмещались оба эти, казалось бы, несовместимые явления? Их совмещение было возможно благодаря следующим двум обстоя-

тельствам. Руды Cu—Pb—Zn, как известно, возникали в процессе складкообразования или вскоре после него, на фоне активной тектонической жизни рудообразующей территории. Это значит, что *рельеф ее отличался некоторой расчлененностью и имела место более или менее выраженная вертикальная климатическая зональность*: площадь седиментации принадлежала несомненно аридному климату, водосборы же — более или менее выраженному гумидному (Страхов, 1946). *В этой вертикальной гумидной зоне и рождались растворы рудных компонентов.* Их формирование было очень сильно облегчено тем, что Cu—Pb—Zn в исходных, обогащенных ими породах, присутствовали не в виде силикатов, а главным образом в сульфидной форме, легко окисляемой и дающей относительно легко растворимые соединения. Так, благодаря удачному стечению обстоятельств в обстановке, порождающей типичные полимиктовые толщи и неблагоприятной, вообще говоря, для миграции элементов в форме растворов, некоторые из них — в том числе наша триада — все же транспортировались главным образом в растворенном состоянии. В этом — специфика рудного процесса у Cu—Pb—Zn. Напомним, что в обычном кларковом процессе они идут преимущественно в виде взвесей в составе тонкого терригенного материала.

Поскольку растворы Cu—Pb—Zn возникали за счет окисления их сульфидных минералов, очевидно, *начальной химической формой их миграции являлись сульфатные соли*: $CuSO_4$, $PbSO_4$ и $ZnSO_4$. Но сульфаты меди и свинца отличаются малой устойчивостью: даже в нейтральной или слабощелочной среде они быстро гидролизуются, а в присутствии $CaCO_3$ переходят в малорастворимые основные карбонатные соли, которые и садятся. Особенно мало устойчив сульфат меди. Он может существовать лишь при $pH < 6{,}63$; при более высоких значениях начинаются его гидролиз и садка; растворимость основного карбоната меди около 0,1—0,2 *мг/л*. Несколько более устойчив $PbSO_4$, его гидролиз наступает при $pH > 7$; растворимость $PbCO_3$ около 1,1 *мг/л*. Наиболее же устойчив $ZnSO_4$, его гидролиз идет слабо и лишь при $pH > 7{,}5$ (?); растворимость 40 *мг/л*. Неодинаковая устойчивость сульфатных солей и определяет их судьбу, медь очень скоро после начала миграции выпадает в осадок, со свинцом это происходит позже, а с цинком еще позже. Иначе говоря, *если исходный раствор был комплексным, многокомпонентным, при его перемещении осуществлялась в большей или меньшей степени химическая дифференциация рудных составляющих.* Нужно помнить, однако, что степень разделения всегда была ограниченной: вместе с Cu оседала и часть Pb и Zn, в то же время остаток меди, не осевший на первом этапе осаждения, окончательно осаждался уже вместе со свинцом и цинком. При садке основных рудных компонентов происходило соосаждение — частью путем изоморфных замещений, частью же путем адсорбционного захвата — элементов-спутников: серебра, кобальта, мышьяка, сурьмы и прочих, перешедших в растворы вместе с основными рудными компонентами при выветривании материнских пород на водосборах.

Фациальный тип возникшей руды в значительной мере контролировался длиной тех речных артерий, в которых происходили миграции рудных растворов. Особенно это видно на меди. Если речной водоток был достаточно длинен, медь оседала уже в пределах аллювия и возникало месторождение аллювиального типа; при сокращении длины реки садка смещалась в дельтовую зону, возникали дельтовые руды; при совсем коротких реках твердая фаза основных карбонатов меди транспортировалась в бассейн, но в нем отлагалась в прибрежной зоне — создавались морские руды. В общем же *медные руды самим механизмом своего образования приурочивались к относительно грубозернистым отложениям; формировались медистые песчаники (и алевриты) в качестве главнейшего типа этих руд.* Накопление более подвижных Pb и Zn в терригенных отложениях

дельт или в прибрежной зоне моря осуществлялось лишь в случае длинных речных артерий; при более же коротких — основные свинцовые и цинковые соли выносились в более далекие области моря и погребались среди карбонатных осадков — известняков и доломитов. В аридной рудной триаде, следовательно, повторялось то же, что мы видели в гумидной рудной триаде Al—Fe—Mn, особенно на железе и марганце.

Захороненные в процессе седиментогенеза основные карбонаты Cu—Pb—Zn в дальнейшем претерпевали сложные химико-минералогические преобразования и перераспределение в осадках, имевшее огромное значение для формирования их месторождений.

Сущность их заключалась в том, что все кислородные соединения Cu—Pb—Zn и сопутствующих им элементов превращались в сульфиды. Возникали халькозин, борнит, халькопирит, ковеллин, галенит, сфалерит, минералы блеклых руд и т. д. *Эта всеобщая и полная замена кислородных минералов тяжелых металлов сульфидными представляет собой характернейшую черту диагенетических преобразований этих металлов.* Единственное исключение составляют примеси самородной меди и самородного серебра. Но их возникновение в сульфидном парагенезе связано с распадом некоторого числа сульфидных форм этих металлов и является, так сказать, боковой ветвью в общем процессе сульфидизации.

Эта удивительная тенденция к переходу тяжелых металлов в сульфидную и только в сульфидную форму с возможными боковыми ее ответвлениями сочетается в данном случае с подавлением самостоятельной сульфидной формы у такого, вообще говоря, склонного к ней элемента, как железо. Среди аутигенных минералов некоторых медных месторождений (например, мансфельдских сланцев) пирит часто не обнаруживается совсем, когда же присутствует, то количественно представлен совершенно ничтожно. Напротив, сидерит развит значительно и является главной формой нахождения аутигенного железа в месторождениях Cu—Pb—Zn. Алабандин не установлен.

Причиной указанной специфики минерального состава руд является неодинаковая растворимость сульфидов Cu, Pb, Zn сравнительно с растворимостью сульфидов Fe и Mn.

Растворимости сульфидов Cu, Pb, Zn и других тяжелых металлов в сотни и тысячи раз ниже растворимостей тех основных карбонатов, в форме которых они поступают в осадок. *Это обстоятельство неизбежно приводит к тому, что как только в иловой воде в результате редукции сульфатов возникнет H_2S или, вернее, S^{2-}, сейчас же начнутся осаждение сульфидов тяжелых металлов и перевод более растворимой карбонатной их формы в эту наименее растворимую.* При этом, поскольку конкурентов на объединение с S^{2-} в иловой воде много, происходит то, что можно образно назвать «борьбой за сульфидный ион». *В этой конкуренции «побеждают» те катионы, которые дают наименее растворимые сульфиды, к тому же при более высоких* Eh. А так как катионы Cu, Pb, Zn и другие отличаются как раз тем, что дают с S^{2-} наименее растворимые твердые фазы и при не очень низких Eh, естественно, именно они и оттягивают на себя практически всю массу генерированного H_2S. Для формирования гораздо более растворимого FeS, а тем более MnS, просто не остается свободного сульфидного иона, и поэтому либо эти сульфиды в качестве самостоятельных минералов совсем отсутствуют в месторождениях Cu—Pb—Zn, либо пирит очень редок и ничтожен по массе; алабандина нет совсем. Железо входит в состав некоторых медежелезистых сульфидов, например борнита, халькопирита, но лишь потому, что эти биметаллические минералы гораздо менее растворимы сравнительно с разными модификациями FeS.

Так *«борьба за сульфидный ион» приводит к тому, что в диагенезе вся сумма тяжелых металлов переходит в сульфидную форму, аутигенные же*

самостоятельные минералы железа — почти целиком карбонатные, либо силикатные, марганцовые — карбонатные. Оформляется своеобразный парагенез, внешне напоминающий гидротермальный, но генетически на деле ничего общего с ним не имеющий. Он приоткрывает некоторые новые стороны диагенетического минералообразования, которые ускользали при анализе диагенеза гумидных зон.

Первоначальное распределение Cu—Pb—Zn в осадках было, вероятно, достаточно равномерным, что свойственно седиментогенезу вообще. *В диагенезе параллельно с превращением карбонатных форм тяжелых металлов в сульфиды происходило интенсивное перераспределение их с возникновением множества точек концентрирования, давших в конце концов вкрапленность рудных минералов, а также облакообразные, иногда линзовидные, линейные, пластообразные сгущения вкрапленников, ставшие рудными телами.* Фактором, вызвавшим такое перераспределение и обусловившим пространственную локализацию рудных тел, являлось органическое вещество.

Причина привязанности руд Cu—Pb—Zn именно к засушливым зонам кроется, мне кажется, в следующем. Все эти компоненты начинают свои миграции в виде растворов сульфатных солей, возникших за счет химического выветривания сульфидов коренных пород. Перевод в осадок сульфатов осуществляется под воздействием pH и карбонатов природных вод; при этом чем выше pH и чем больше концентрация карбонатов в природных водах, тем быстрее и полнее происходит превращение сульфатов Cu—Pb—Zn в твердые фазы основных карбонатов. Присутствие больших количеств растворенного органического вещества, понижая pH природных вод, тормозит садку основных корбонатов наших элементов. *Воды аридных областей, как речные, так и бассейновые, как известно, отличаются обилием растворенных карбонатов ($CaCO_3$, $MgCO_3$, порой и Na_2CO_3) и высоким и очень высоким* pH; *вместе с тем в них почти отсутствует кислая растворенная органика.* Эти воды, следовательно, по природе своей являются прекрасными осадителями Cu—Pb—Zn из их сульфатных растворов. Воды гумидных областей, напротив, как правило, бедны и очень бедны растворенными карбонатами и вместе с тем богаты растворенными органическими веществами, поэтому обладают нейтральной или даже слабокислой реакцией, особенно в тропической влажной зоне. По природе своей они являются, следовательно, слабыми осадителями сульфатов Cu—Pb—Zn; кроме того, обилие влаги, постоянно промывающей кору выветривания, делает растворы медных, свинцовых и цинковых солей весьма разбавленными, что также действует отрицательно на процессы накопления этих элементов в осадках. В результате мобилизуемые в коре выветривания Cu—Pb—Zn при дальнейших миграциях в главной части своей не осаждаются, а рассеиваются в природных водах и дают накопления не рудные, а в лучшем случае лишь едва возвышающиеся над кларками содержания, проявляясь в осадочных гумидных толщах редкими и единичными вкрапленниками халькопирита, галенита, сфалерита, а также участвуя в качестве микропримеси в пиритовых и марказитовых конкрециях. *Так резко различные гидрохимические особенности природных, особенно речных, вод в аридных областях и в гумидных зонах приводили к тому, что рудные накопления Cu—Pb—Zn возникали лишь в засушливых регионах.*

Что касается размещения этих руд внутри аридных областей, то оно контролировалось в основном петрографическим составом и тектоническим режимом водосборов. Для возникновения руд Cu—Pb—Zn необходимо, чтобы в породах водосборных площадей уже были накоплены повышенные количества этих металлов, притом в форме, легко доступной химическому выветриванию и мобилизации в условиях аридной зоны, т. е. в форме сульфидов. Однако в условиях вялого тектонического режима и пенеплена в полупустынях и пустынях не хватало воды, чтобы осуществить мобили-

зацию и перенос соединений Cu—Pb—Zn; они оставались инертными в материнских породах. При более же активном тектоническом режиме и некоторой расчлененности рельефа, когда материнские породы, содержащие медь, свинец, цинк, оказывались расположенными в более увлажняемой вертикальной климатической зоне, улучшенный баланс влаги делал возможным достаточное химическое выветривание сульфидов металлов и их перенос речными водотоками; рудный процесс тогда приобретал физические возможности для развития и действительно реализовался.

Так *гидрохимическая специфика природных вод привязывала руды Cu—Pb—Zn к областям засушливого климата, петрографический же состав и тектонический режим разных частей аридных областей определяли конкретные участки рудообразования.*

3. Усиление фосфатонакопления в аридных зонах

Палеогеографические условия фосфатонакопления в морях аридных зон достаточно близки к обстановкам в морях гумидных. Фосфаты накапливались на открытом океаническом или морском шельфе (формация Хауторн, США,) в широком морском заливе (Марокко) и в более закрытых заливах (Лендер, Юинта в США), на шельфе геосинклинального моря (формация Фосфория в США) и на островном шельфе (Тунис, Алжир), наконец в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне (Сибирская платформа). Различие было не в существе палеогеографических обстановок, а в интенсивности протекавших в них процессов фосфатообразования, что отразилось прежде всего на петрографических типах фосфатов.

В аридных областях эти типы разнообразны. Среди них встречаются фосфориты пластовые, желваковые и ракушечные. Это, в сущности, те же главные типы, какие мы видели и в гумидных поясах, но соотношения между ними в водоемах аридных зон совершенно иные, нежели в водоемах гумидных. Там на первый план выступал желваковый тип, пластовый же был развит ничтожно и практически едва улавливался. В месторождениях аридных поясов, напротив, господствующее положение занимают пластовые высокопроцентные *накопления оолитового, микрозернистого или зернистого строения.* Первые особенно типичны для каратауских, селеукских (Южный Урал), а также пермских фосфоритов США, вторые — для североафриканских. Самостоятельных желваковых фосфоритов в отложениях аридных зон нет; желваки встречаются обычно лишь по периферии пластовых, там, где пластовое месторождение начинает выклиниваться, а содержание P_2O_5 в нем убывает. Ракушечные фосфориты имеют совершенно ничтожное значение. Важно отметить также, что явления перемыва и переотложения фосфатного материала, столь типичные для морей гумидных зон, в пластовых месторождениях аридных зон обычно развиты слабо, а когда встречаются, то приурочиваются главным образом к периферии месторождения, в частности к полосе ближнего выклинивания. Вместе с тем в отличие от гумидных фосфатных месторождений пластовые фосфориты нередко практически лишены фауны (Фосфория в США, Каратау в Казахстане, Селеук на Южном Урале и др.); зернистые фосфориты содержат органические остатки, иногда обильные (Северная Африка), иногда в небольших количествах (Каратаг в Таджикистане). В целом несомненно, что фосфатонакопление в аридных зонах явилось результатом чисто хемогенных процессов, причем *интенсивность осаждения соединений фосфора из наддонной воды была многократно выше той, которая типична для водоемов гумидных зон.* Биогенные ракушечные накопления, вроде среднеордовикских на Сибирской платформе и оболовых на Русской, редки и имеют ничтожное значение в общей массе фосфоритов засушливых зон.

При аридном фосфатообразовании изменяется, однако, не только общий петрографический облик фосфатов, но и парагенез пород, ассоциирующихся с фосфатами.

Фосфатонакопление часто сочетается с доломитообразованием или с накоплением кремнистых пород, особенно в палеозое. Терригенные породы, вмещающие фосфаты, нередко становятся красноцветными и пестроцветными. Наконец, в ближайшем соседстве с фосфатными породами в разрезе появляются гипсы, а на площади — явно выраженные отложения засоленных лагун (Фосфория, североафриканские месторождения и др.). Все это делает петрографическую ассоциацию, в которой встречаются фосфориты засушливых зон, резко отличной от ассоциации, которая типична для фосфоритов поясов гумидных.

В целом же фосфоритовые месторождения аридных областей отличаются от месторождений гумидных по самым разнообразным признакам и образуют группу, очень четко от них отдифференцированную.

Что касается причин усиленного накопления фосфатов в морях аридных зон, то они, по-видимому, двояки.

Если в морских водах гумидных зон фосфаты, по данным А. И. Смирнова (1964), только «очень близки к насыщению» в поверхностных водах, то в водах зон аридных, несколько более минерализованных, несомненно наступает их насыщение и даже некоторое пересыщение вследствие постоянного испарения воды. Это могло только содействовать химическому осаждению фосфатов, увеличивая массы их, выпадающие из растворенного состояния. С другой стороны, засушливая область отличается необычайным постоянством и силой пассатных ветров, что должно вызывать локальные, достаточно устойчивые (постоянные) и сильные глубинные течения, выносящие фосфаты с глубоких горизонтов моря вверх. Это не только содействовало дополнительному усилению садки фосфатов и созданию высокопроцентных их концентраций, но и растягивало саму садку на гораздо более длительные сроки, создавая значительно более мощные разрезы фосфатных серий.

4. Типы доломитов в водоемах аридных зон и их генезис

Существенно новые черты были выяснены в 40—50-х годах в распределении и генезисе доломитов в аридных зонах. В частности, было установлено разнообразие фациальных условий (фиг. 86), в которых возникли доломиты: углемагниевые озера типа современного Балхаша (отложения верхнеюрского озера в Туркестанском Каратау); заливы и лагуны открытого моря; обширные краевые участки эпиконтинентальных морей; в ряде случаев — центральные зоны моря (Pz_2 Русской платформы); опресняющиеся лагуны (например, в Ферганской депрессии). Вместе с тем выяснилось, что хотя доломитообразовательный процесс в послеальгонкское время был биклиматичен, т. е. имел место и в гумидном и в аридном климатах, *подавляющая толща доломитов возникла все же в бассейнах аридных зон.* При этом по мере осолонения здесь происходила характерная смена карбонатных парагенезов: при нормальной солености моря осаждался кальцит; при возрастании солености, но еще при таких значениях ее, какие разрешали обитать немногим эвригалинным формам бентоса, кальцит сменялся доломитом с некоторой примесью $CaCO_3$; стадии гипсообразования отвечала садка доломита; при наступлении же галитовой стадии и выше садка доломита сменялась раздельной садкой магнезита и кальцита с резким преобладанием первого (Страхов, Цветков, 1945). Нужно сказать, впрочем, что смена доломитового парагенеза магнезитово-кальцитовым в разных бассейнах происходила при значительно разных

Фиг. 86. Фациальные типы доломитов

1 — пластовые доломиты (седиментационные); *2* — пятнисто-линзовидные метасоматические доломиты (седиментационно-диагенетические)

соленостях рапы, что обусловливалось, по-видимому, интенсивностью процесса метаморфизации рапы в прямом направлении.

В объяснении механизма доломитообразования наметились три линии. Одна, которую поддерживал Г. И. Теодорович, связывает доломитообразование главным образом с процессами диагенеза карбонатных илов, причем сам этот процесс мыслился, вслед за Б. П. Кротовым, по реакции Гайдингера, что противоречит экспериментально установленным М. Г. Валяшко условиям течения этой реакции (см. выше). Другая концепция, развиваемая автором этих строк, связывает образование доломита с карбонатным режимом морской воды; она выросла на базе изучения современного доломитообразования в углемагниевых озерах засушливой зоны (Балхаш, озера Бурлинской группы и др.). Мыслится, что в палеозое содержание CO_2 в атмосфере и щелочной резерв воды были выше, чем теперь; в условиях же аридного климата под влиянием испарения щелочной резерв дополнительно повышался, доломит насыщал воду и садился. Когда садка доломита была интенсивной, возникали первичные пластовые пелитоморфные доломиты, иногда с примесью CaF_2 или кристаллами гипса. Когда садка доломита из наддонной воды была ослаблена и осадок был известково-доломитовым, в диагенезе происходило перераспределение обоих карбонатных компонентов и возникали пятнистые метасоматические доломиты, наиболее в природе распространенные. В обеих концепциях эпигенетическим доломитам отводится очень малая роль. С. Т. Вишняков допускал, что хотя имеются и седиментационные, и диагенетические доломиты, но значительную роль играют доломиты эпигенетические. Эта концепция в последнее время находит все бóльшую поддержку и поэтому заслуживает внимательного разбора.

До 50-х годов возникновение эпигенетических доломитов связывалось с действием просачивающихся сверху, из мезозоя и кайнозоя, грунтовых вод. Однако ни механизм этого процесса, ни расчет его реальной эффективности не были рассмотрены. В 1956 г. автор проверил расчетом старую идею М. Э. Ноинского о том, что метасоматические доломиты верхнего карбона Самарской луки возникли в результате раздоломичивания первичных доломитов верхней перми сульфатными водами покрывающих мезозойских пород. Сульфат кальция получался окислением пирита и переносился вниз, где, реагируя с доломитом, превращался в $MgSO_4$; последний в глубинах разреза вступал с $CaCO_3$ в реакцию взаимного обмена и порождал эпигенетический доломит (см. ч. I). Оказалось, что

при самых благоприятных условиях для течения этой реакции $MgSO_4$, переносимого вниз, резко не хватает для того, чтобы создать ту доломитность C_3 Самарской луки, какая реально наблюдается.

Сейчас в качестве источника магния некоторые иследователи (Осипова, Бельская, 1970) привлекают соленые воды глубоких горизонтов платформенного чехла, но опять-таки, не производя никаких расчетов и даже не рассмотрев генетической природы этих вод, а просто указывая, что вопрос об источнике магния — «труднейший».

Так как ограничиться такой оговоркой невозможно, я попытался все же разобраться в генетической природе глубоких соленых вод платформы и выяснить их реальную доломитизирующую способность. Неожиданно вскрылась весьма интересная картина.

В 1963 г. П. Ф. Дерпгольц выдвинул идею о том, что соленые подземные воды, заполняющие синеклизы платформ, не являются их специфической особенностью, но существуют и в глубоких горизонтах океанических илов, образуя с ними единое целое. Эта интересная мысль, однако, не только не получила подтверждения материалами глубокого океанического бурения, но, напротив, может считаться сейчас полностью опровергнутой. Буровые вскрыли на дне океанов породы от четвертичных до сеномана и даже титона и ни малейших признаков поровых вод, отличных от современной морской воды, не обнаружили. Факт чрезвычайной важности! Мне представляется, что он позволяет уже сейчас считать, что *соленые подземные воды континентального блока с минерализацией 25—30% и выше, хлоркальциевые или хлорнатриево-кальциевые по составу, богатые Br, J и рядом микроэлементов, не имеют ничего общего с поровыми водами океанических осадков. Это — специфические образования континентального блока, свойственные именно ему и чуждые поровым водам океанических отложений.* Больше того, на примере территории СССР М. Г. Валяшко еще в 1963 г. убедительно показал, что *в пределах континентального блока высокоминерализованные подземные воды встречаются отнюдь не повсеместно, но спорадически. Они локализованы только в тех регионах, в послерифейском разрезе которых имеются галогенные толщи, причем соленые воды стратиграфически размещаются ниже первой (если идти сверху вниз) соленосной толщи.* Это обстоятельство наглядно видно из карт М. Г. Валяшко (1963) и разрезов к ним. Они столь наглядны, что не требуют пояснений.

Значение обоих указанных фактов состоит в том, что они впервые позволяют объективно оценить достоверность существующих гипотез происхождения тех соленых подземных вод континентального блока, которыми оперируют литологи — сторонники интенсивной эпигенетической доломитизации известняков.

Как известно, существуют четыре гипотезы их образования: *гравитационная диффузия ионов* через толщу осадочных пород вниз, что вызывает одновременно и осолонение вод, и своеобразную их метаморфизацию (Филатов, 1955); *механизм самодиффузии ионов*, происходящей в ионных растворах *в гравитационном поле Земли* (Самойлов, Соколов, 1957); поступление *газовых вулканических эманаций* из фундамента платформы (Дерпгольц, 1963); *гравитационное просачивание* вниз через толщу пород *межкристальных растворов* галогенных толщ (Валяшко, 1963).

Из сути первых трех гипотез вытекает, что осолонение и образование хлоркальциевых (частично хлормагниевых) вод должны иметь место повсеместно в глубоких горизонтах как континентального блока, так и осадочного океанического покрова. В действительности же их нет ни в глубоких частях океанического осадочного покрова, ни даже на крупных участках континентального блока. Они развиты лишь там, где в разрезе послерифейских толщ присутствуют галогенные толщи.

Это обстоятельство делает очевидным, что ни гипотеза К. В. Филатова, ни идеи Д. С. Соколова и О. Я. Самойлова и тем более П. Ф. Дерпгольца не отвечают природным явлениям.

Единственной концепцией, позволяющей понять генетическую природу подземных рассолов, является схема М. Г. Валяшко. Глубинные рассолы действительно являются метаморфизованными тяжелыми рассолами рапных водоемов, медленно просочившимися вниз, в подстилающие толщи. Это вадозные (седиментационные) воды поверхностного происхождения, типичные дня аридных зон, но впоследствии несколько смещенные латерально тектоническими движениями за пределы этих зон.

Существуют попытки, исходя из концепций К. И. Филатова, Д. С. Соколова и О. Я. Самойлова, термодинамически рассчитать возможное увеличение солености с глубиной. Последняя из них сделана П. Ц. Мангельсдорфом, Ф. Т. Мангеймом и Д. М. Гискисом (1970). «Модель расчета..., — пишут они, — дает увеличение солености примерно 54% (от исходной нормальной морской. — *Н. С.*) на 1000 *м* глубины и не может объяснить гораздо большего градиента солености в осадочных бассейнах. С другой стороны, рассчитанное увеличение солености гораздо больше реального прироста концентраций, наблюдаемых в поровых водах буровой скважины в Guadalupe Mohole и в слоях, не затронутых диапировой (соляной. — *Н. С.*) тектоникой на континентальном склоне Мексиканского залива» (Mangelsdorf a. oth., стр. 621). Прежние попытки физико-химических расчетов (например, Н. А. Огильви, А. В. Копелиовича) дали аналогичные результаты. Все они противоречат и тому, что наблюдается в поровых водах океанических осадков, и тому, что известно о соленых водах континентального блока, — наглядное доказательство ошибочности исходных позиций и нереальности самих расчетов.

Повторяем, единственной концепцией, удовлетворяющей совокупности фактов, является, на наш взгляд, гипотеза М. Г. Валяшко.

Из сути ее вытекает, что запасы сильно минерализованных вод, например на Русской платформе, ограничены; начиная с мезозоя они не возобновлялись и не увеличивались, ибо в мезозое и кайнозое новые галогенные толщи здесь не формировались, а могли только убывать за счет разгрузки в областях поднятий.

С другой стороны, имело место непрерывное взаимодействие опускающихся соленых межкристальных вод с породами, через которые они просачивались. Это повлекло за собой как метаморфизацию самих вод, так и некоторые изменения в составе пород, в порах которых воды помещались. Взаимодействие вод и пород вполне выражается общеизвестными формулами метаморфизации для случая глинистых и карбонатных пород:

$$Ca^{2+}\,[\text{п. к.}]'' + NaCl \longrightarrow 2Na\,[\text{п. к.}]'' + CaCl_2 \text{ — для глин}$$

$$\left.\begin{aligned} 2CaCO_3 + MgCl_2 &\longrightarrow CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaCl_2 \\ 2CaCO_3 + MgSO_4 &\longrightarrow CaCO_3 \cdot MgCO_3 + \underline{CaSO_4}\downarrow \end{aligned}\right\} \text{для известняков}$$

Если исходные межкристальные воды содержали $MgSO_4$ и $MgCl_2$ наряду с NaCl, они в конечном счете превращались в типичные хлоркальциевые, а известняки доломитизировались и одновременно испытывали вторичную сульфатизацию. Последнее нас сейчас и интересует, ибо результат доломитизации доступен расчету.

Представим себе крайний наиболее благоприятный для эпигенетической доломитизации случай. Через толщу известняков с пористостью 10% (что для таких пород уже много) просачиваются рассолы с соленостью 30%, причем в этих рассолах присутствует только $MgCl_2$ ($NaCl + CaCl_2$

отсутствуют). Какие максимальные массы доломита при этом можно ожидать?

В 1 *дм*^{3} известняка заключается 900 *см*^{3} $CaCO_3$, что при его удельном весе 2,7 дает 2430 *г* $CaCO_3$ или 972 *г* Ca. В 100 *см*^{3} пор находится рапа с удельным весом 1,2, что дает 120 *г* раствора. При солености 30% в рапе содержится 40 *г* солей; принимая, что присутствует только $MgCl_2$, получаем, что в рапе в 1 *дм*^{3} породы находится всего 9,6 *г* магния (40×0,24). Переход всего магния в известняк с его 972 *г* Ca может создать, очевидно, лишь мизерную доломитизацию, примерно около 1% массы известковой породы. Между тем реальная доломитизация пород C_1—P Русской платформы часто измеряется многими десятками процентов; для C_3, например, она равна 63% в среднем. Сопоставление цифр достаточно говорит за себя. *Привлекать глубинные рассолы для объяснения генезиса метасоматических доломитов — главного типа в палеозойском разрезе Московской синеклизы и других мест — так же невозможно, как и оперировать водами, поступающими сверху, из мезозойских покровов палеозойских толщ.* Иначе говоря, в палеозое Русской платформы эпигенетическая доломитизация играет совершенно ничтожную роль. Подавляющая же масса метасоматических доломитов седиментационно-диагенетическая.

С этим выводом гармонирует распределение доломитов в палеозое Русской платформы, выясненное геохимическими картами А. Б. Ронова (1956).

Глубинные рассолы заполняют поры карбонатных пород Московской синеклизы и восточнее расположенных участков начиная от девона и кончая верхним карбоном и пермью. Если бы доломитообразование в большой степени было эпигенетическим, географическое размещение доломитовых масс было бы однообразным на всех стратиграфических уровнях от D_2 до P_2 включительно. Доломиты каждого следующего вверх горизонта должны были бы локализоваться в пространстве сходным образом. Между тем на деле они размещаются на каждом стратиграфическом уровне индивидуально и порой резко различно. Особенно поражает слабая доломитность франских пород Московской синеклизы, тогда как с фамена она резко возросла и географически сместилась. То же видно при сравнении карт известняков турне и визе, C_2 и C_3 и, особенно, перми; пермское доломитообразование к тому же локализовано с яркими признаками первичности. Спору нет, реальная картина размещения доломитов гораздо сложнее, чем показано на картах А. Б. Ронова. Но наличие индивидуального плана пространственного размещения доломитов на разных стратиграфических уровнях все же остается фактом и говорит только об одном: *решающую роль в генезисе палеозойских доломитов играли процессы седиментогенеза и диагенеза, но не эпигенеза.* Роль последнего может быть только резко подчиненной, а точнее говоря, ничтожной, как показано вышеприведенными расчетами.

Обсуждая проблему эпигенетических доломитов, нельзя пройти мимо вопроса: имеются ли чисто петрографические (структурно-текстурные) признаки, по которым можно было бы уверенно отличать метасоматические доломиты, возникшие в диагенезе, от метасоматических, возникших под действием подземных вод? Имеются, но их очень немного и они специфичны. Выполнение трещин, рассекающих уже литифицированную породу, каверн и крупных пор в ней, доломитные зальбанды вокруг крупных трещин — вот, пожалуй, и все, что можно рассматривать как достоверные признаки эпигенетических новообразований. Что же касается замещения органических остатков, прихотливых очертаний доломитовых пятен, линз, стяжений, изменчивости степени доломитизации внутри крупных линз, наконец необычайно изменяющихся размеров доломитизированных участков, то они не имеют однозначного толкования. Все это с таким же успехом могло возникать еще в осадках, проходивших стадию диагенеза, причем

обводненность и большая пористость и проницаемость карбонатных отложений на диагенетической стадии представляют даже существенное преимущество для метасоматических преобразований $CaCO_3$ в доломит.

Совсем недавно А. И. Осипова и Т. Н. Бельская выдвинули палеоэкологический критерий для опознавания эпигенетических доломитов: *метасоматическое замещение известняков* C_I^V *со стеногалинной фауной*. В метасоматических доломитах, — пишут они, — встречаются формы, «очень чувствительные к изменениям условий обитания — колониальные кораллы (особенно роды *Lonsdaleia* и *Corwenia*), некоторые одиночные кораллы (роды *Palaeosmilia* и *Gangamophyllum*), сирингопориды, хететиды, известковые губки, разнообразные фораминиферы, крупные брахиоподы (большинство *Gigantoproductus* и *Striatifera*). ... При условиях, допускавших сколько-нибудь значительное осаждение карбоната магния, такие организмы существовать не могли — они исчезали уже при содержании доломита около 10%. Поэтому присутствие в доломитовых породах остатков этих организмов всегда свидетельствует о постседиментационном образовании доломита; привлечение литологических данных, в частности изучение диагенетических кремневых конкреций, во многих случаях позволяет определенно говорить об эпигенетическом доломитообразовании» (Осипова, Бельская, 1970, стр. 109—100).

При анализе указанного критерия нужно иметь в виду два обстоятельства. *Во-первых*, таких морских форм, которые не выносили бы никаких отклонений от нормальной солености, нет и не могло быть в прошлом. Любая стеногалинная форма выносит все же некоторые изменения солености воды, как в сторону опреснения, так и в сторону осолонения. Наблюдения над современной стеногалинной фауной показывают, что *она не реагирует молниеносно* на изменения солености. Так, соленость Красного моря достигает 4,2%, т. е. на 20% выше океанской нормы (3,5%), но фауна его еще типичная нормально-морская; даже колониальные кораллы еще сохраняются. Отнюдь не исключено, что стеногалинные формы нижнего карбона (палеозоя вообще) выносили не только такое же, но и несколько большее осолонение от морской нормы. *Во-вторых*, сейчас как будто общепринято, что углекислоты в палеозойской атмосфере было гораздо больше, чем в современной, а стало быть, щелочной резерв морской воды также существенно превосходил резерв воды современной. Эта специфика палеозойского моря приводила к тому, что в те времена, особенно в первой половине палеозоя и в C_I, доломит в нормальной морской воде был очень близок к насыщению. Вполне допустимо, что *при тех отклонениях от солености (в сторону ее повышения), которые еще переносили палеозойские стеногалинные формы, доломит уже начинал осаждаться хемогенно, особенно на мелководье,* на прогреваемых до дна участках с повышенным pH. Весьма ценны с этой точки зрения наблюдения А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, что стеногалинные формы C_I^V «исчезали уже при содержании доломита около 10%» (там же, стр. 110). Стало быть, при меньшей садке доломита они еще могли жить. Но седиментационного поступления 7—8% доломита в осадок при последующем перераспределении его и концентрировании в виде ограниченных линз было вполне достаточно, чтобы создать те типичные метасоматические небольшие линзовидные, пятнистые участки породы, в которых доломит замещает настоящие стеногалинные формы. Таким образом, *возможность начала садки доломита из воды уже при таком повышении солености, какое еще выдерживали карбоновые стеногалинные формы, предопределяет возникновение линз метасоматического доломита в диагенезе* и устраняет ту трудность, из-за которой А. И. Осипова и Т. Н. Бельская возрождают идею об эпигенетическом генезисе метасоматических доломитов. Бóльшая соленость, но еще такая, когда фауна, постепенно беднея и теряя стеногалинные формы, продолжает жить, обусловливала формирование все

более крупных линз и пачек метасоматических доломитов, все бóльшую их распространенность в разрезе и все больший средний процент его доломитности. И только при значительной солености, когда фауна уже вымирала или была близка к вымиранию, возникали пластовые доломиты уже без признаков метасоматоза, с характерным угнетенным биоценозом или совсем без него. Все это означает, что метасоматические доломиты с остатками замещенной фауны даже стеногалинного типа являлись в палеозое неизбежной предварительной ступенью к возникновению в осолоняющемся бассейне пластовых седиментационных доломитов со специфическим биоценозом или даже без органических остатков.

Нахождение внутри метасоматических доломитов кремневых диагенетических стяжений указывает только на то, что последние формировались на более ранней стадии диагенеза, а доломитные пятна и стяжения — на более поздней.

Таким образом, палеэкологический критерий, выдвинутый А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, не имеет того решающего значения в вопросе об эпигенетичности доломитов, какой ему был приписан. Он без труда устраняется вышеизложенными соображениями. Тем более, что авторы, выдвинувшие палеоэкологический критерий, не смогли убедительно указать ни источника магния, ни объяснить индивидуального плана размещения доломитов на разных стратиграфических уровнях палеозоя Русской платформы, ни рассмотреть генезиса и масс тех подземных вод, какими они оперировали, и их метаморфизующей потенции. Слишком многое оставлено без внимания и анализа, чтобы всерьез говорить о массовой эпигенетической доломитизации подземными водами.

Когда же пытаешься войти во все эти неизбежные, неотвратимые вопросы, то приходишь к выводам, какие были аргументированы выше и которые, не отрицая в принципе эпигенетической доломитизации, отводят ей совершенно ничтожную роль.

Как ни странным может показаться на первый взгляд, но в вопросе о вторичной доломитизации решающую роль играет не само явление метасоматоза доломитов по известнякам (ибо оно не имеет однозначного толкования) и не палеоэкологический критерий, а природа соленых подземных вод континентального блока, привлекаемых к делу, и их реальная метаморфизующая сила. Те, кто обходят эти вопросы, забывают, что количество подземной воды весьма мало сравнительно с массой вмещающих их известняков, а солей магния в них и того меньше. Получается, что ничтожная масса магния (к тому же невозобновляемая) метаморфизует огромные массы вмещающих известняковых пород. Невольно вспоминается библейское чудо — насыщения пятью хлебами пяти тысяч человек!

5. Накопление органического вещества в аридных зонах

Накопления органического вещества на площадях гумидных зон чрезвычайно распространены; они возникали как на континентах (угли), так и в морских бассейнах (горючие сланцы). В аридных областях дело обстояло иначе. Засушливый климат приводил к тому, что по периферии аридных зон исчезала древесная растительность и леса сменялись степями, в более же внутренних частях исчезал и сплошной травяной покров, оставалась бедная, сильно изреженная флора; на больших участках ее не было совсем, как на некоторых площадях современных пустынь. *В таких условиях, естественно, исчезали и накопления углей, возникавшие лишь на базе лесной растительности.* Только кое-где, по периферии пустынь, в благоприятных гидрогеологических условиях уцелевали крохотные оазисы с древесной флорой, оставлявшие после себя ничтожные угольные

пластики толщиной в немногие сантиметры и доли сантиметров, малого простирания.

В морях было не так. Поскольку усиленная генерация органического вещества, обогащавшего осадки и превращавшего их в морские сапропели, была связана не с подачей биогенных элементов с континента, а с более энергичным вертикальным перемешиванием воды, поднимавшим эти элементы из глубоких горизонтов в зону фотосинтеза, потенциальные возможности для возникновения горючесланцевых накоплений в морях аридных областей полностью сохранялись и нередко реализовались здесь в виде крупных битуминозных и горючесланцевых толщ и серий.

Такие накопления известны из разных территорий и различных стратиграфических горизонтов. К нижнему кембрию Сибирской платформы относится известная синская свита на Алданском массиве и аналогичные ей накопления вокруг Анабарского массива. В силуре формируются граптолитовые сланцы во многих местах северо-западной части Сибирской платформы. В девоне возникают отложения доманиковой фации, с равным успехом формировавшиеся как в регионах гумидного климата (Второе Баку), так и в аридных областях; они слагают, например, битуминозный горизонт обширного простирания между двумя галогенными свитами в Припятском прогибе и уходят отсюда, по-видимому, в Днепровско-Донецкую впадину; находки доманиковых отложений известны и на островах Ледовитого океана, в тогдашней северной аридной зоне. Огромные накопления морских битуминозных сланцев (black shales) известны и из девонских отложений США, из районов, локализованных в аридной области. К перми относятся известные медистые сланцы цехштейна ФРГ и ГДР, а у нас — абдулинские и юрезанские горючие сланцы (Страхов, 1934; Страхов, Осипов, 1935). От третичного времени дошли до нас многочисленные горючесланцевые горизонты в майкопе и сармате северного склона Кавказа, в Прикарпатье (менилитовая свита) и др. Приведенные примеры не исчерпывают случаев накопления органического вещества в морях засушливых зон, но их достаточно, чтобы убедиться в широком распространении здесь этого явления в прошлые геологические периоды.

В целом же история органического вещества в аридных областях своеобразно и резко трансформируется: *выпадает седиментация континентальная и сохраняются накопления в морях, количественно во всяком случае не уступающие горючесланцевым накоплениям в морях гумидных зон.*

Что касается фациально-генетических типов аридных горючих сланцев, то среди них, как и в гумидных поясах, можно различить планктоногенные и бентогенные, но по степени развития они существенно неодинаковы. В то время как планктоногенных горючих сланцев в аридных морях много и они значительно варьируют по своим петрографическим признакам, бентогенные едва улавливаются, а известные их представители отличаются ничтожными размерами и приурочиваются к специфическим обстановкам (например, накопления среди рифовых известняков).

К изложенному нужно добавить, что *накопление в морях аридных зон органического вещества до стадии горючих сланцев было чувствительно к минерализации морской воды и осуществлялось лишь в таких водоемах, соленость которых практически не превышала нормально-морскую.* С повышением солености формирование горючих сланцев быстро прекращалось. *Поэтому горючие сланцы парагенетически связаны только с известковыми или известково-глинистыми отложениями, т. е. с породами, у которых практически отсутствовала или была весьма низка доломитизация.* Состав карбонатного компонента в данном случае может служить своего рода мерилом отклонения минерализации воды от нормы. Чем вызвано такое резкое ограничение горючесланцевых накоплений только нормальной соленостью морской воды — остается пока неясным, но наличие самого ограничения сомнений не вызывает.

II. ГАЛОГЕННАЯ СТАДИЯ АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Чрезвычайный интерес представляет галогенная стадия аридного литогенеза. На ней отчетливее, чем на других объектах, видно, что̀ в данном случае дает для общей теории галогенеза изучение современных отложений, что̀ — исследование древних галогенных толщ.

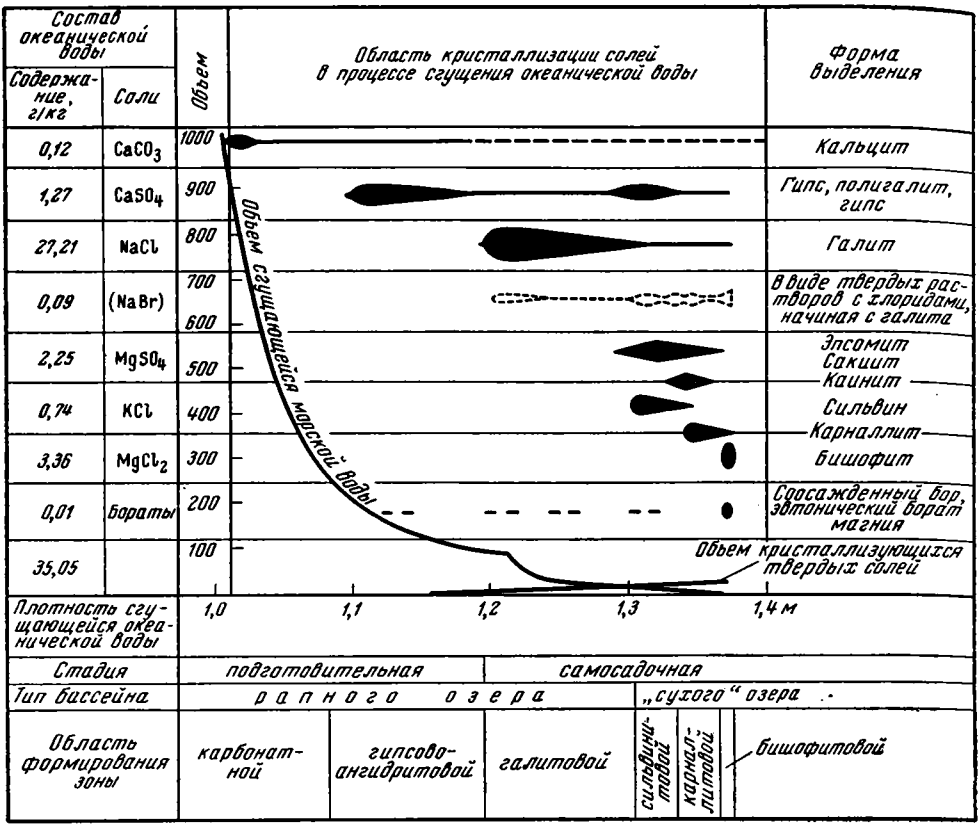
1. Типы галогенных толщ

Оказалось, что совершенно подавляющая масса ископаемых галогенных отложений имеет морской генезис и связана с выпариванием морской воды, что резко отличает их от галогенных отложений современных. Континентальные галогенные толщи крайне редки, причем отличаются недоразвитостью галогенного процесса, обрывающегося в подавляющем большинстве случаев на стадии галита и лишь исключительно редко доходящего до садки калийных солей. В связи с разнообразием гидрохимических типов континентальных соляных водоемов — содовых, сульфатных, хлоридных — набор соляных минералов в континентальных галогенных формациях достаточно разнообразен, варьируя в отложениях бассейнов разного гидрохимического типа (см. фиг. 67). Весьма характерна обычно большая загрязненность терригенным материалом континентальных галогенных толщ.

Систематизация огромного нового материала по геологии галогенных отложений морского генезиса позволила выделить ряд типов морских галогенных комплексов или формаций и проследить их стратиграфическое распределение. Это: 1) *лагунные* формации, возникшие в сериях незначительных по размерам лагун, расположенных на плоской, наклонной к морю равнине; галогенез в них отличается неполнотой и обрывается обычно на сульфатной стадии; б) *зали́вные* формации, сформированные в заливах, заполнявших депрессии то изометрических очертаний (карабогазский тип), то резко вытянутых узких (виррилский тип); в) формации *краевых зон моря*, образованные в обширных краевых участках эпиконтинентального моря, отделенных от основной акватории бассейна частью надводными, частью подводными отмелями; г) формации *внутриконтинентальных морей*, типа кунгурского или цехштейнового, возникшие в огромных эпиконтинентальных мешковидных бассейнах, которые сообщались с морем на одном конце и слепо заканчивались на противоположном.

По мере перехода от лагунных формаций к формациям внутриконтинентальных морей усложнялось внутреннее строение галогенных толщ и возрастала полнота галогенного процесса. Эвтоническая стадия со всеми ее особенностями характерна для формации внутриконтинентальных морей.

Так как морская вода принадлежит к сульфатному классу (по М. Г. Валяшко), то морские галогенные толщи на стадии гипсообразования и галитонакопления минералогически монотоннее континентальных; они укладываются в среднюю часть диаграммы (см. фиг. 67). В то же время обилие калия в исходной воде делает сам галогенный процесс гораздо более полным, развитым, с калийной стадией, следующей за галитовой. При этом метаморфизация рапы, благодаря поступлению в бассейн $Ca(HCO_3)_2$ и глинистого материала, порождала две ветви на конечной стадии выпаривания: *бессульфатную*, в которой представлены лишь хлориды калия и магния, и *сульфатную*, в которой наряду с хлоридами представлены также сульфаты калия, натрия, магния, кальция. Ко-



Фиг. 87. Общий ход галогенеза в древних соляных бассейнах морского типа (по М. Г. Валяшко, 1962)

личество минералов на этой стадии очень велико, причем это обычно кристаллогидраты двойных и тройных солей (фиг. 87). Для морского галогенеза типично также накопление фтора и стронция на средних ступенях осолонения рапы, накопление брома, бора, рубидия, цезия — на высших. Йод и литий постоянно накапливаются в рапе, не давая твердых фаз.

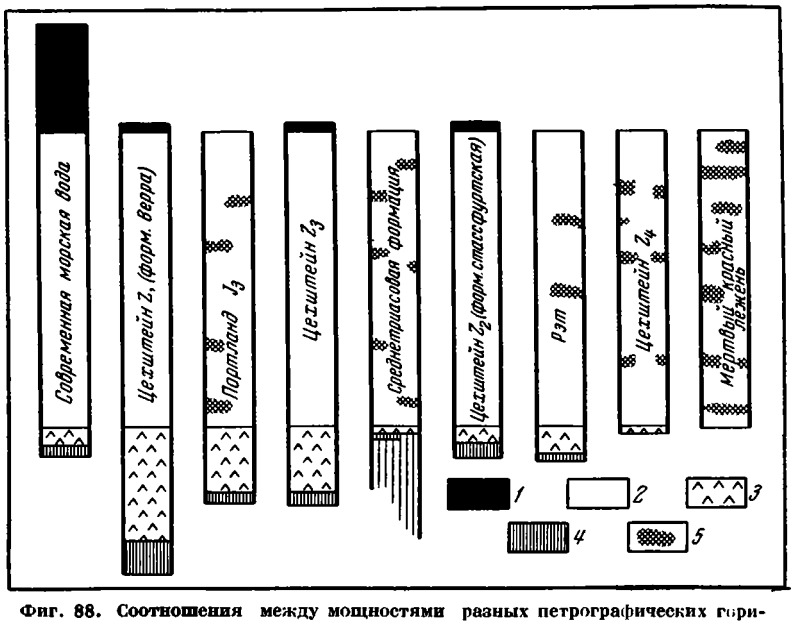
2. Полнота развития галогенного процесса и факторы, ее определяющие

У подавляющего большинства типов морских галогенных формаций можно видеть, что галогенез то обрывается на своей начальной сульфатной стадии, то доходит до более поздней галититовой, то проходит через все потенциально возможные стадии и отличается большой полнотой. В то же время соотношения мощностей горизонтов доломита, $CaSO_4$, NaCl, K-Mg-хлоридов и сульфатов ни в одной из формаций не отвечают весовым пропорциям этих солей в морской воде, но всегда более или менее резко и разнообразно от них отклоняются. В одних случаях аномально большую мощность имеет базальный карбонатный горизонт формации, в других — сульфатный, в третьих — галититовый; но встречаются формации с совершенно неразвитым карбонатным либо сульфатным горизонтами, с малым развитием галититов. Соотношения здесь чрезвычайно варьируют, как это можно видеть на фиг. 88.

Естественно выяснить: что же контролировало бóльшую или меньшую полноту развития галогенного процесса при возникновении соляных толщ? И что определяло соотношения мощностей отдельных типов пород в разрезе?

Из палеогеографии морских галогенных толщ вытекает, что обязательным условием их развития является ограниченность связи осолоняющегося бассейна с открытым морем; их водообмен должен быть такого типа, чтобы *выносящее донное течение длительно было бы развито слабо либо отсутствовало совсем.* Но это условие может быть реализовано лишь в том случае, если тектонический режим, однажды создавший изоляцию того или иного участка земной коры, в дальнейшем длительно сохранялся бы. Таким образом, *первой тектонической предпосылкой полноты развития галогенной толщи является длительная устойчивость ландшафтно-тектонических условий в области пролива, обеспечивавших положительный солевой баланс солеродного водоема.*

Второе условие касается тектонического режима самой солеродной котловины и заключается в необходимости достаточно интенсивных и длительных ее прогибаний. Убедиться в этом можно, сопоставив скорости осадкообразования на разных ступенях осолонения с темпами тектонических погружений. Как известно, карбонатонакопление идет крайне медленно — доли миллиметра в год. Поэтому, если даже темпы погружения котловины очень малы, они способны компенсировать столь малый прирост карбонатов; котловина будет длительно сохраняться, и это создаст возможность значительного осолонения водоема; седиментация перейдет в сульфатную стадию. На этой стадии, однако, скорость осадкообразования резко возрастает — 1—2 *мм* в год. Если скорость прогибания дна окажется больше этой величины, тогда, несмотря на быстрое накопление сульфатов, котловина водоема сохранится и создадутся возможности, при достаточном осолонении рапы, для седиментации галититовой. Но если скорость прогибания дна бассейна окажется меньше 1—2 *мм* в год, то, очевидно, через некоторое время котловина до краев заполняется сульфатным осадком и галогенный процесс прервется в самом же начале,

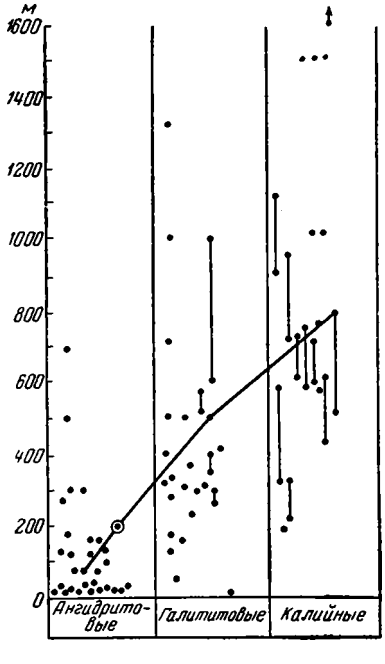


Фиг. 88. Соотношения между мощностями разных петрографических горизонтов галогенных формаций (по Г. Рихтер-Бернбургу, 1955 г.)

1 — хлориды и сульфаты K и Mg; *2* — NaCl; *3* — $CaSO_4$; *4* — карбонаты Ca и Mg; *5* — глины

на сульфатной стадии; галогенная толща будет обладать весьма неполным разрезом. Представим себе все же случай, когда котловина водоема сохранится и после сульфатной седиментации начнется садка галита. На этой стадии скорость осадкообразования достигает огромных величин — 3—10 *см* в год. Опять принципиально возможны два случая. В одном — скорость прогибания котловины окажется меньше скорости седиментации; котловина будет более или менее быстро заполнена галитом и осадкообразование завершится раньше, чем осолонение рапы дойдет до значений, разрешающих садку калийных солей. Но если скорость прогибания дна бассейна окажется больше, чем годичная скорость садки галита, котловина водоема будет длительно сохраняться и создастся возможность садки калийных солей и т. д. вплоть до эвтонических фаз. Из этого анализа явствует, что *полное развитие галогенеза осуществлялось лишь в тех бассейнах, скорость прогибания дна которых на каждой стадии галогенеза опережала скорость синхроничного осадкообразования* [1]. Как реально осуществлялось это условие, мы увидим ниже, сейчас же для нас важны констатация этого условия и доказательства его наличия.

То, что указанное условие действительно реализовалось в природе в геологическом прошлом, показывает диаграмма (фиг. 89), на которую по данным Ф. Лотце (Lotze, 1938), А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960) и М. П. Фивега (1962 г.) [2] нанесены мощности морских галогенных формаций с разной полнотой галогенного процесса. Выделены три группы их: гипсово-ангидритовые, галититовые и калийные. Оказалось, что фигуративные точки мощностей каждой формационной группы располагаются неодинаково. У гипсово-ангидритовой группы, галогенез которой оборван в самом же начале, наичаще встречаются мощности <50 *м*, гораздо реже — 60—180 *м*, всего три случая с мощностями 280—300 *м*, один с мощностью около 500 *м* и один с мощностью 700 *м*. Два последних случая, однако, совершенно атипичны; возникновение высоких мощностей сульфатных пород обусловлено здесь, возможно, процессами соляной (точнее ангидритной) тектоники, вызвавшими локальную энергичную аккумуляцию сульфатов за счет их тектонических перетеканий. Иначе располагаются мощности галититовых формаций, отвечающих более полному развитию галогенеза. Здесь мощность <100 *м* встречается всего в одной точке; 100—200 *м* — три точки; главная же масса точек располагается между 250 и 700 *м*; большие мощности (до 1300 *м*) также встречаются, но реже. Таким образом, *мощности галититовых формаций в целом гораздо выше мощностей формаций ангидритовых*. Что касается формаций калиеносных, то они укладываются в интервал 600—1500 *м*, т. е.



[1] Очень редко переход седиментации соляного залива из одной стадии галогенеза в другую контролировался климатическим режимом, например в современном Кара-Богаз-Голе и, может быть, некоторых его древних аналогах (Караганский залив в Закаспии, бассейн Верры?).

[2] Докторская диссертация, известная мне в рукописи.

Фиг. 89. Мощности галогенных формаций с разной полнотой галогенного процесса (по данным Ф. Крумбейна, Ф. Лотце, А. А. Иванова и М. П. Фивега)

их мощности в целом явственно больше мощностей формаций галититовых. Проводя некоторую усредненную кривую, получаем резко выраженный подъем мощностей формаций от ангидритовой их группы к калийной. Но мощности формаций, как известно, являются отображением интенсивности прогибания седиментационной котловины в процессе накоплений в ней осадков. Диаграмма доказывает, следовательно, что галогенный процесс быстро обрывался в бассейнах со слабо прогибавшимся дном (I группа), был более полным в бассейнах с более подвижным дном (II группа) и достигал настоящей полноты в водоемах с наиболее интенсивно прогибавшимся дном.

Суммируя сказанное, получаем, что *для полного развития галогенеза в морских солеродных бассейнах было необходимо сочетание двух условий: а) длительного и устойчивого сохранения в области пролива тектонического режима, обеспечивавшего солеродному водоему положительный солевой баланс, т. е. преобладание вноса солей над их выносом; б) сохранение котловиной, накоплявшей осадок, такой скорости прогибания, которая для каждой стадии галогенеза была бы больше скорости осадкообразования.* При несоблюдении какого-либо из этих условий галогенез никогда не бывал полным, останавливаясь на ранней или промежуточной своей стадии.

Но даже в полно или почти полно развитых формациях мощности отдельных, разных по составу петрографических горизонтов, как указывалось, сильно варьируют, что придает индивидуальный облик каждой частной галогенной формации. Спрашивается, что является причиной таких вариаций?

Мне кажется, что причина лежит *в характере положительного солевого баланса солеродного водоема.* Нужно иметь в виду, что, оставаясь положительным, баланс этот мог сильно варьировать количественно; он мог быть слабо положительным, т. е. с малым избытком поступавших в водоем солей, умеренно положительным — с большим избытком солей, сильно положительным, весьма сильно положительным и т. д. Для хода седиментации количественное значение солевого баланса имело, понятно, существенное значение. При слабо положительном балансе осолонение солеродного бассейна шло медленно, переход от насыщения доломитом к насыщению гипсом, а потом галитом растягивался на очень большие сроки, что способствовало образованию мощного карбонатного, а потом и сульфатного горизонтов в нижней половине галогенной формации. При сильно и очень сильно положительном солевом балансе последовательное насыщение рапы $CaSO_4$, а потом NaCl осуществлялось быстро, и это предопределяло малые мощности карбонатного и сульфатного горизонтов галогенной формации. Разумеется, характер положительного солевого баланса мог изменяться во времени, что порождало новые изменения в мощностях отдельных горизонтов формации. Так, через трансформацию солевого баланса тектонический режим в области пролива контролировал степень развития того или иного петрографического горизонта галогенной формации.

3. Циклическое сложение галогенных толщ и механизм, его определяющий

Характерную черту строения галогенных толщ на вертикальных разрезах составляет наличие разнообразнейшей цикличности в сочетаниях пород, проявляющейся как в неоднократном повторении крупных их пачек (макроциклы), так и в тонком и тончайшем переслаивании пород (микроциклы).

Как правило, галогенные формации состоят из трех свит: *подстилающей* (подсоляной) *свиты,* образованной глинисто-карбонатно-ангидрито-

выми породами, — соленость бассейна в это время отвечала последовательно насыщению доломитом и сульфатами кальция; *соляной свиты*, когда садились галит и калийные соли, — концентрация рассола была большой (>25%), вплоть до эвтонической: *надсоляной свиты*, соответствующей периоду общего опреснения, когда формировались ангидриты и карбонатно-глинистые породы, накрывающие солевые пласты. Подсоляная, соляная и надсоляная свиты в совокупности образуют, по М. П. Фивегу, законченный цикл первого порядка в развитии осолоняющихся водоемов. В большинстве месторождений выделяется по нескольку таких полных циклов первого порядка. Так, соленосная формация нижнего кембрия Сибирской платформы состоит из трех циклов: усольского, бельского и ангарского, полесская — из двух и т. д.

Каждая из свит распадается далее на циклы второго порядка. Для нижних частей подсоляных свит характерно чередование карбонатных глин с мергелями и доломитами; для верхних частей этих же свит — чередование глин и карбонатных пород с ангидритами. В этих макроциклах глинистые прослои отвечают временным опреснениям водоема и заносу в него терригенных частиц; ангидритные — периодам осолонения.

В каменной соли макроцикл построен аналогично: внизу — маломощный прослой тонкослоистых ангидритов или содержащих соль карбонатных глин, вверху — гораздо более мощный пласт галита с более или менее выраженной годичной слоистостью и перистым галитом в ней. Эти макроциклы, по М. П. Фивегу и А. А. Иванову, выдерживаются в месторождениях на больших площадях, иногда на всей территории развития галитовой толщи, что свидетельствует об удивительном однообразии условий на этой площади. Наличие в основном макроцикле глинистых прослоев говорит о том, что процесс садки галита в солеродном бассейне прерывался много раз вследствие разбавления его воды. Разбавляющие воды, распространяясь на поверхности солеродного бассейна, делали невозможным возникновение лодочек галита, т. е. прекращали садку солей на число лет, потребное для испарения всей притекшей воды.

Наиболее сложно, однако, строение калийных горизонтов. «Набор слоев ритмопачек Верхнекамского месторождения, — пишет М. П. Фивег (1955), — ... начинается прослоем соляной глины (5—10 *см*). Несмотря на сравнительно небольшую мощность, эти прослои отмечают относительно длительный этап разбавления, в течение которого верхний слой воды солеродного бассейна доводится до состояния насыщения по хлористому натрию. Выше располагается слой каменной соли (2—4 *м*), в течение срока формирования которого (25—60 лет) верхние горизонты вод солеродных бассейнов насыщаются калийными солями. Ритм завершается сезонной осадкой калийных солей, т. е. образованием слоя калийных пород (1,5—2 *м*). Общая длительность описанного ритма 100—170 лет. Следует обратить внимание на то, что при формировании наиболее мощных слоев калийных пород (в ритме. — *Н. С.*) садка калийных минералов не происходила в течение всего срока осадконакопления, а обычно ритмично прерывалась на 5—15 лет. Например, красный второй пласт (Кр. II) состоит из семи слоев. Нечетные представлены сильвинитом, а четные — каменной солью. Такие же многолетние прослои без калийных минералов известны в горизонтах В и Г Верхнекамского месторождения, на Стассфуртском месторождении и на многих других. Галитовые прослои остаются и не меняют своего положения в разрезе при замене карналлитовой породы сильвинитом. Поэтому они везде используются как маркирующие при синхронизации отдельных горизонтов калийных пород» (Фивег, 1955, стр. 7—8).

Итак, длительное прогрессирующее осолонение как современных, так и древних водоемов представляло собой необычайно сложный и пульсиро-

вавший процесс, включавший бесчисленные опреснения концентрирующихся рассолов водами, питавшими бассейн; при этом сами опреснения были не только кратковременными, сезонными, но и более длительными, обнимавшими десятки, а иногда и сотни лет.

При истолковании механизма, обусловившего многообразное циклическое строение галогенных формаций, напомню, что связь между морским солеродным бассейном и открытым морем осуществлялась с помощью течений противоположного направления: поверхностного — из моря в залив, приносящего в последний воду и соли, и донного — из залива в море, выводящего обратно часть воды и солей. В зависимости от глубины пролива и других условий количественные соотношения между приносящим и выносящим течениями колебались весьма значительно, соответственно чему итог работы этой гидродинамической системы оказывался резко разным.

Принципиально следует различать три случая: а) приход солей в море был строго равен расходу, т. е. обратному выносу в океан; б) приход более или менее значительно превосходил расход; в) приход был меньше расхода. В первом случае солеродный водоем длительно сохранял одну и ту же соленость, осаждая одни и те же осадки и накопляя, благодаря непрерывно идущему тектоническому погружению дна, более или менее мощные толщи весьма однообразных отложений, например карбонатных илов. Во втором случае солеродный бассейн постепенно осолонялся и переходил от одной стадии седиментации (например, глинисто-карбонатной) к другой, более высокой — сульфатной, хлоридной; при длительности процесса возникал более или менее завершенный галогенный цикл обычного строения. В третьем случае начинались опреснение солеродного бассейна и обратный ход галогенной седиментации — от более высоких ступеней осолонения к более низким.

Фактором, вызывавшим изменения гидродинамического режима в области пролива, являлся в подавляющем большинстве случаев тектонический режим. При усилении нисходящих движений земной коры пролив расширялся и углублялся, выносящее течение усиливалось, соляной бассейн быстро дренировался, соленость его резко падала и собственно галогенная седиментация прекращалась. Восходящие движения действовали в обратном направлении: они сужали проток, делали его более мелким, нижнее выносящее течение тем самым отжималось до полного прекращения; в итоге бассейн осолонялся и возникало галогенное осадкообразование.

Этот механизм чередования нисходящих и восходящих движений земной коры в области пролива неизбежно вызывал появление серии типичных макроциклов, каждый из которых начинался отложениями стадии сравнительно малой минерализации рассолов, кончался же осадками стадии более или менее высокого осолонения.

Наряду с макроциклами в сложении галогенных толщ присутствуют также микроциклы, обязанные своим генезисом годичным гидрохимическим циклам, аналогичным тем, какие свойственны современным осолоняющимся водоемам. В базальной доломитовой толще они выражаются в виде тончайшей микрослоистости от чередования доломитовых и глинистых слойков, иногда обогащенных органическим веществом; такая слоистость развита далеко не всегда. В ангидритовом горизонте микрослоистость обусловлена чередованием глинисто-доломитовых и ангидритовых слойков, причем вторые гораздо толще первых, но все же имеют толщину в пределах десятых долей миллиметра. В галитовой толще чередуются глинисто-карбонатно-сульфатные слойки с гораздо более мощными галитовыми слоями, до 3—8 *см* толщиной, в точности воспроизводя ту слоистость, какая свойственна современным галитовым отложениям. В галите нередко сохраняются при этом реликты седиментационной пористой

структуры. Наконец, в калийных слоях базальный глинисто-доломитово-ангидритовый прослой малой мощности сменяется галитовым (летняя садка), выше которого следует прослой галитово-калиевый, тоже нередко с реликтовой седиментационной структурой.

Открытие такого рода годичной слоистости, над изучением которой особенно потрудился М. П. Фивег, свидетельствует, что физико-химический режим древних солеродных бассейнов полностью отвечал режиму бассейнов современных.

4. Об абсолютных скоростях накопления галогенных толщ и связи их с тектоническим режимом

После установления на современных осадках и древних формациях абсолютных скоростей годичного осадконакопления неоднократно делались попытки выяснить абсолютную длительность становления галогенных формаций. Не ставя себе задачей дать исчерпывающую сводку таких хронологических оценок, приведем лишь некоторые из них, тем более что сущность выделяющейся картины имеет не частное, но вполне общее значение.

Хороший пример дает расчет абсолютной длительности возникновения верхнекамской галогенной формации, сделанный А. А. Ивановым и Ю. Ф. Левицким (1960) и М. П. Фивегом (1954).

По данным первого исследователя, время формирования глинисто-ангидритовой толщи (мощность около 380 *м*) составляет 150—200 тыс. лет, подстилающей каменной соли (мощность 250—300 *м*) — всего 13,5—15 тыс. лет, зоны калийных солей (мощность 100—110 *м*) — 1,5—2 тыс. лет, покрывающей каменной соли — 0,4—0,6 тыс. лет. Итого общая продолжительность образования галогенной формации укладывается в 165—217 тыс. лет, причем на долю глинисто-ангидритовой толщи приходится 150—200 тыс. лет, а на долю всей толщи солей — всего 15—17 тыс. лет; накопление солей, следовательно, шло в 10—14 раз быстрее, чем нижележащей глинисто-ангидритовой толщи.

Длительность накопления стасфуртской формации (по Фивегу) определяется так. Если принять (по Рихтеру-Бернбургу) длительность накопления 1 *м* пахучего доломита в 20 тыс. лет, а битуминозного тонкослоистого ангидрита в 2 тыс. лет, то вся нижняя подсолевая часть стасфуртской формации возникла за 108 тыс. лет ($20\,000\times5+2000\times4$). Длительность же накопления солей оценивается приблизительно в 10 тыс. лет (20×500). Здесь, следовательно, опять ускорение садки галита по сравнению с подстилающими породами приблизительно 10—11-кратное.

Такие же соотношения получаются при расчетах длительности накопления других галогенных формаций.

Итак, *выясняются два кардинальных факта: 1) общая быстрота накопления даже мощных и очень мощных галогенных морских формаций;* 2) *особенно быстрые темпы осадкообразования на высоких стадиях галогенеза.*

И то и другое обстоятельства лишний раз доказывают, что *накопление галогенных отложений действительно происходило только в синеклизах и депрессиях, отличавшихся большой скоростью погружения.*

Изучение современного галогенеза ознакомило нас с физико-химией галогенного процесса, но ничего почти не открыло относительно влияния на него тектонического фактора. Разбор строения и состава древних галогенных формаций, напротив, позволил выяснить разнообразное и очень

тонкое воздействие именно тектонических движений на галогенное осадкообразование. Так сочетание наблюдений над современными и древними отложениями позволяет гораздо подробнее, глубже и многостороннее познать галогенный процесс как природное явление, чем это было бы возможно при ограничении какой-либо одной категорией объектов. Этот простой и как будто сам собой разумеющийся вывод, многократно полученный и на других объектах, к сожалению, слишком часто забывают или упускают из виду прямолинейные противники сравнительно-литологического метода, понятно, в ущерб успешному развитию науки.

5. Стратиграфическое размещение галогенных толщ

Знание отдельных сторон галогенеза позволяет рассмотреть общее его развитие в истории Земли. Для этого остановимся вначале на распределении галогенных пород и формаций в общей стратиграфической колонке.

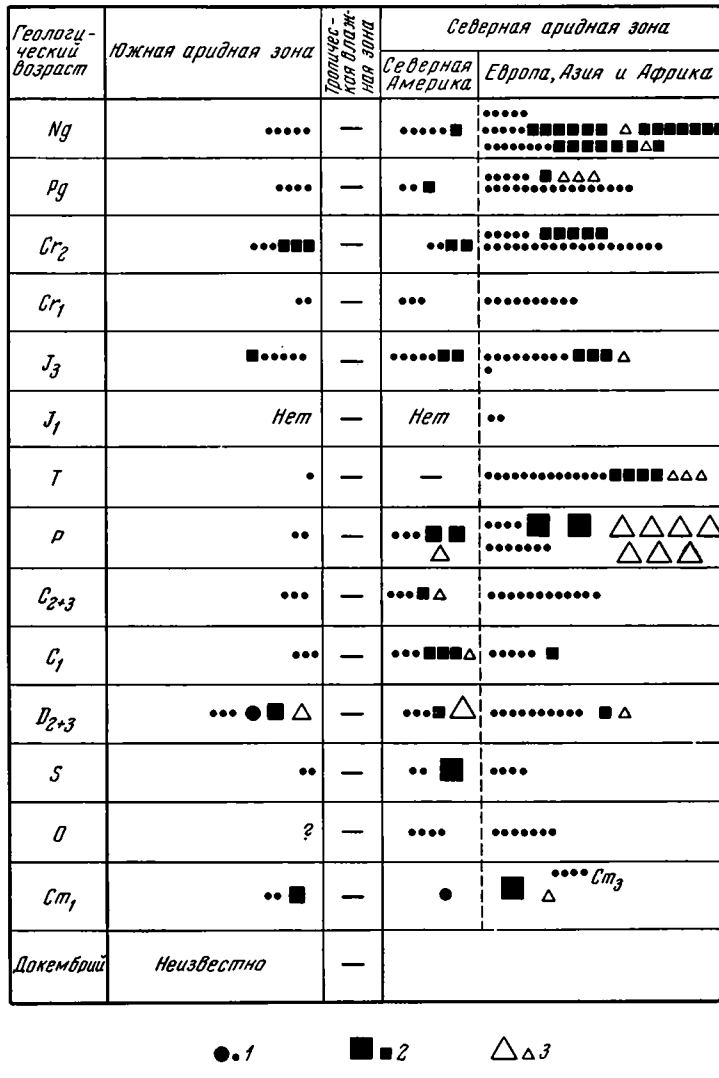
Необходимые для этого материалы показаны на фиг. 90. Изучение их позволяет установить следующие кардинальные факты.

1. *Позднее появление галогенных пород в стратиграфическом разрезе земной коры.* Древнейшие соляные породы известны в Соляном хребте Пенджаба (в Пакистане) и залегают в основании разреза нижнего кембрия. Было много споров по поводу того, не являются ли эти солевые породы эоценовыми, на которые надвинут кембрий. Однако полное согласие в элементах залегания соляной толщи и налегающих кембрийских отложений исключает такое толкование. Таким образом, галогенные отложения появляются в сводном стратиграфическом разрезе земной коры лишь с самого конца протерозоя или начала кембрия, причем второе решение вопроса большинству исследователей кажется более вероятным.

Неоднократно делались попытки (в последнее время Ранкамой) доказать, что в действительности галогенные отложения формировались уже в докембрии, притом глубоком. В доказательство этого приводились такие факты, как обнаружение друз галита и прожилков гипса в породах гренвильской серии США, наличие соляных источников в области развития докембрийских пород в Финляндии (в окрестностях Турку), Южной Швеции, Южной Америке. Допускалось при этом, что и в прожилках, и в подземных водах перераспределялись солевые компоненты древних галогенных формаций, ныне практически исчезнувших. Но, как справедливо указал Ф. Лотце (Lotze, 1957), такое толкование отнюдь не является однозначным. Соли могли иметь и вторичное происхождение, как ювенильное, так и вадозное, т. е. быть занесены вглубь и отложены поверхностными водами. Все это позволяет признать, *что достоверных следов наличия галогенных отложений в докембрийском разрезе земной коры не имеется. Иначе говоря, мы достоверно знаем галогенный процесс лишь за последние* 500×10^6 *лет истории Земли и не улавливаем его за предшествующие* 4500×10^6 *лет: представить себе его формы в течение указанного огромного промежутка времени можно лишь гипотетически и вполне условно.*

2. *С кембрия и доныне галогенный процесс протекал, по существу, непрерывно, ибо галогенные отложения известны из всех периодов палеозоя, мезозоя, кайнозоя и даже почти из всех их эпох; однако интенсивность галогенеза явно не оставалась постоянной, то увеличивалась, то убывала* (см. фиг. 90).

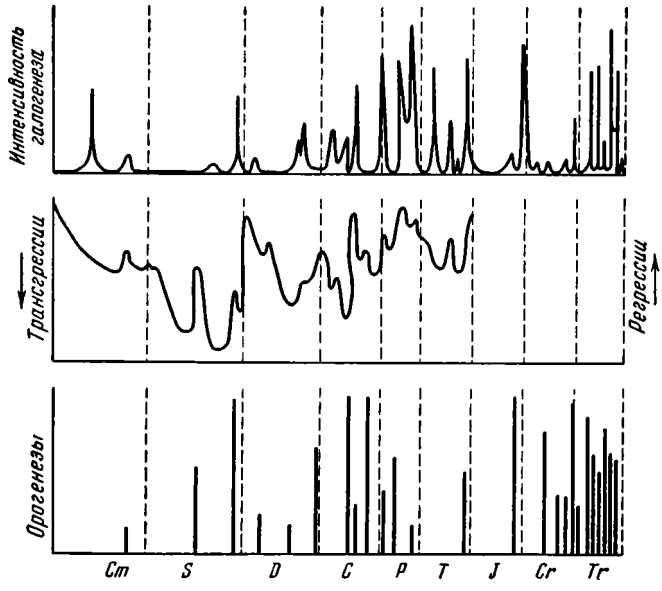
Существовали эпохи, в течение которых галогенные породы почти не возникали или возникали очень мало и иногда едва уловимы; таковы ордовик, карбон, нижняя юра, нижний мел. Но были и эпохи необычайно



Фиг. 90. Стратиграфическое размещение галогенных отложений

1 — гипсы; *2* — галититы; *3* — калийные соли. Размеры условных знаков отображают интенсивность образования соответствующих типов галогенных пород

сильного проявления галогенеза, когда накапливались грандиозные количества солей разного типа. Одна из них — *нижнекембрийская,* ознаменовавшаяся возникновением колоссальной усольской свиты на Сибирской платформе, галититов Соляного кряжа в Пакистане и солей на побережье Персидского залива. Другая — *средне-верхнедевонская* эпоха, когда сформировались мичиганские галититы, Виллистонское калиевое месторождение в Северной Америке, каменная соль и калийные соли Припятского прогиба, галититы Днепровско-Донецкой впадины, две огромные гипсово-ангидритовые толщи в Московской синеклизе (в живетском ярусе — также и галититы), наконец галититы Хатангской впадины и гипсы Сибирской платформы. Третья галогенная эпоха обнимает *конец нижней — начало верхней перми;* в это время возникли грандиозные накопления галититов и калийных солей на юге Северо-Американской платформы (Делаварский бассейн и др.), в Стассфурте, на востоке Русской платформы и в не-



Фиг. 91. Связь между соленакоплением и важнейшими тектоническими явлениями (по F. Lotze, 1957)

которых других местах. В мезозое и кайнозое уже не повторялось эпох столь грандиозного соленакопления, но все же имеются ясные признаки то усиления, то ослабления галогенеза; в частности, более интенсивное солеобразование происходило в триасе, особенно в нижнем, в верхнеюрскую эпоху, особенно в титонское время, в верхнемеловую эпоху и неогене. Таким образом, *галогенезу, как и осадочному рудообразованию в гумидных поясах, в прошлом были свойственны ясно выраженные периодические колебания интенсивности, что вызывало смену резко галогенных эпох временами ослабленного проявления галогенеза.*

3. Среди широких кругов геологов и литологов, а также галургов пользуется популярностью идея, согласно которой галогенные эпохи и морской галогенез вообще характеризуют такие моменты геологической истории, которые отличаются широко развитыми регрессиями моря. Эта точка зрения отражена в диаграмме, построенной Ф. Лотце. «Сопоставление изображенного на фиг. 91 канона соленакопления с каноном эпейрогенных и орогенных событий, — пишет он, — позволяет отчетливо установить их взаимосвязи. Так, максимумы на солевой кривой совпадают, как правило, с ясно выраженными регрессивно-эпейрогенными эпохами, т. е. *солеобразование усиливается одновременно с крупными горообразовательными движениями либо непосредственно после них.* Соответствующие примеры дают соляные накопления конца готландия, конца верхнего карбона и перми, верхнего триаса, верхней юры, третичного времени» (Lotze, 1957, стр. 189—190). К ним можно присоединить также соленакопление начала кембрия и с некоторой натяжкой среднего — верхнего девона. Все же нужно подчеркнуть, что это правило имеет только общий статистический характер.

Если в общей форме галогенные эпохи действительно тяготеют к моментам горообразования и регрессий, то реальная картина формирования частных конкретных галогенных формаций оказывается значительно более сложной и противоречивой.

4. *Несмотря на значительную обсолютную длительность геологического времени, прошедшего с конца протерозоя доныне, равную приблизительно*

500×10^6 лет, в минералогическом составе соляных пород не отмечается никаких признаков необратимой эволюции. Это обстоятельство наглядно показано М. Г. Валяшко (1961) для калийных пород. Одни и те же минералы, но только в разных по массам соотношениях, участвуют в сложении калийных пород от кембрия доныне, причем даже в этих количественных их изменениях невозможно уловить какого-либо направленного развития. Добавим, что на низкой ступени галогенеза во все времена осаждался гипс, на более высокой — галит. Таким образом, за последние 500×10^6 лет галогенез протекал в одних и тех же минералогических формах, несколько изменяя лишь соотношения масс минералов без признаков необратимой их эволюции. *Это обстоятельство должно быть подчеркнуто, ибо в химико-биогенных породах гумидных поясов необратимая эволюция, напротив, проступает ясно, и даже в отложениях начального этапа аридного литогенеза она еще улавливается, например в развитии известково-доломитовых пород. В породах галогенных сколько-нибудь достоверные признаки такой эволюции исчезают.*

III. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА В ПОСЛЕРИФЕЙСКИЕ ВРЕМЕНА

Хотя древние вулканогенно-осадочные толщи известны давно, их изучение литологами у нас насчитывает всего 12—15 лет. Понятно, что познание вулканогенно-осадочного процесса содержит в себе еще много спорного и просто непознанного. Ниже, в гл. V будут рассмотрены некоторые из спорных вопросов. Пока же ограничимся лишь краткой характеристикой достоверных аутигенных вулканогенно-осадочных образований и сопоставлением их с нормальными осадочными.

1. Особенности состава, текстуры и условий залегания достоверных вулканогенно-осадочных аутигенных накоплений

Суммируя существующие данные о хемогенных накоплениях среди морских вулканогенных толщ, получаем следующее (Страхов, 1963).

1. *Накопления эти локализуются частью внутри эффузивно-туфовых толщ, частью же у их верхней границы или на горизонтальном выклинивании.* Нередки случаи, когда вулканогенно-осадочные руды приурочены непосредственно к контакту вулканогенной толщи и осадочного покрова либо располагаются на расстоянии немногих метров ниже этого контакта. При локализации по периферии, на выклинивании эффузивно-туфового комплекса, в разрезе рудных накоплений, как правило, все же встречаются единичные или многочисленные тонкие прослои пепловых пород.

2. *Набор рудных вулканогенно-осадочных накоплений своеобразен.* В него входят руды Fe, Mn, Cu, Pb, Zn с сопровождающими их малыми элементами и накопления кремнезема. Исключительно редко и в ничтожных количествах встречаются концентрации фосфора. *Полностью отсутствуют бокситы.* Накопления органического вещества и $CaCO_3$ также переслаиваются с вулканогенными породами, но связь их именно с вулканизмом только частичная, ибо другая часть их вещества черпалась из огромных запасов CO_2 и $C_{орг}$, имеющихся в гидросфере.

Этот набор аутигенных накоплений, порождаемых подводным вулканизмом, ближе всего напоминает набор, свойственный гумидному литогенезу. *Но в нем нет бокситов и слабо выражено фосфатонакопление.*

Зато имеются руды Cu—Pb—Zn, свойственные начальному этапу литогенеза аридного. От обоих этих типов подводное вулканогенно-осадочное породообразование отличается отсутствием достоверных *только вулканогенных* накоплений органического вещества и карбонатов Ca и Mg. В общем же можно сказать, что *аутигенное породообразование около подводных вулканических очагов представляет собой как бы значительно обедненное гумидное породообразование, осложненное появлением отложений, свойственных начальному этапу литогенеза аридного (руды Cu—Pb—Zn).* Этим сочетанием черт, несоединимых при климатически обусловленном породообразовании, подводный вулканогенно-осадочный литогенез напоминает свой наземный аналог, и оба они резко отличаются от всех других типов литогенеза.

3. *Своеобразие общего набора хемогенных вулканогенно-осадочных накоплений подчеркивается специфичностью состава некоторых руд.* Так, накопление Fe часто сопровождается в том же месторождении высокими концентрациями марганца, и наоборот. Нередко массы руд железа и марганца в месторождении соизмеримы, и оно является железо-марганцовым. Таковы, например, железо-марганцовое Атасуйское месторождение верхнего девона — нижнего карбона Казахстана и аналогичные ему месторождения в юрских отложениях Японии. Железорудные фации хорошо развитые, хотя и подчиненные количественно, известны в марганцоворудных юрских отложениях на севере Береговых хребтов (США), в Сьерра-Неваде, в Новой Зеландии и других местах. Таким образом, *в вулканогенно-осадочном процессе железо обычно слабо отдифференцировано от марганца, и поэтому переходы одних руд в другие в пределах месторождения представляют нормальное явление; нередко месторождение вообще является смешанным железо-марганцовым. В этом одно из характерных отличий вулканогенно-осадочного процесса от гумидного.* В гумидном рудообразовании Fe и Mn четко разделяются; случаи значительного обогащения железных руд марганцем единичны и количественно выражены очень слабо. Случаев же обогащения железом осадочных марганцовых руд до стадии обособления железных руд вообще нет.

Очень характерно также резкое развитие сульфидных железорудных фаций — пиритных залежей. Руды лексдальского типа в ордовике Норвегии являются классическим примером такого рода образований, притом крупного значения. Менее развитые пиритные залежи известны из месторождений Лан и Дилль, Гарца, Рио-Тинто. В месторождениях Cu—Pb—Zn сульфиды железа также играют выдающуюся роль и являются, собственно, главным компонентом руд. Между тем в гумидных рудах железа пирит в совершенно подавляющем большинстве случаев имеет ничтожное развитие и часто едва уловим; только в отдельных пластах единичных месторождений пирит локально присутствует в повышенных количествах, образуя пиритные линзы или пропластки. Накопления его здесь возникли, несомненно, благодаря энергичному стягиванию FeS_2 в диагенезе.

Таким образом, *слабая дифференциация Fe и Mn вместе с резким развитием пиритных накоплений составляют специфические черты подводного вулканогенно-осадочного процесса сравнительно с гумидным.*

4. *Очень характерную черту морских вулканогенно-осадочных накоплений составляет их бедность титаном.* Руды Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, а также накопления SiO_2 либо содержат очень мало TiO_2, либо не содержат его совсем. При этом чем чище руда (или яшма) от примеси пепла или терригенного материала, тем меньше в ней TiO_2. Совершенно очевидно, что титан внесен в руды лишь вместе с терригенным или пепловым материалом, и в качестве самостоятельного компонента в растворах либо не шел совсем, либо — в случае очень кислых гидротерм — хотя и шел, но выпадал уже на самых первых этапах их усреднения, в подводящих каналах. В гумидном литогенезе растворенный титан также никакого

участия в рудном процессе не принимал и переносился в составе терригенных минералов.

5. *Все вулканогенно-осадочные рудные накопления залегают в виде линз весьма изменчивого размера, но всегда резко вздутых.* При длине, измеряемой метрами, мощность линз — десятки сантиметров; при длине в десятки метров мощность — метры: при длине в сотни и тысячи метров толщина линз измеряется десятками метров и свыше. Внутреннее строение линз сложно, что вызывается как изменениями минералогического состава рудного тела от одного конца линзы к другому, так и характером залегания разных компонентов руды. Количество рудных линз в месторождении обычно велико — до нескольких десятков. Они располагаются без уловимой закономерности, то образуя несколько более или менее выраженных горизонтов, иногда удаленных друг от друга, то рассеяны без видимой приуроченности к каким-либо стратиграфическим уровням.

Такое залегание вулканогенно-осадочных рудных накоплений, а также строение самих макролинз резко отлично от залегания рудных тел гумидного литогенеза. В последнем случае руды лежат четко выраженными протяженными пластами, т. е. телами, мощность которых ничтожна сравнительно с протяженностью, а строение пласта либо массивное, либо более или менее четко выраженное слоистое.

6. *Интересную и своеобразную особенность вулканогенно-осадочных руд железа и марганца составляет исключительно редкое и крайне слабое развитие у них оолитовых и пизолитовых структур.* По-настоящему они представлены лишь в пиритной фации и то далеко не всегда. В гематитово-магнетитовых и силикатных рудах их, по существу, нет; они заменены здесь мелкобобовой структурой. У марганцовых руд настоящие оолиты также отсутствуют; встречаются лишь микроскопические сферолиты. В то же время в железорудных и марганцовых рудных линзах очень редки следы седиментационного перемыва и переотложения материала. Между тем в железных и марганцовых рудах гумидного типа оолитовая структура имеет, как известно, широкое распространение, а присутствие следов перемыва и переотложения рудного материала является характернейшей чертой.

В общем же *подводные рудные вулканогенно-осадочные накопления обладают весьма своеобразным и неповторимым обликом, резко отличным от облика гумидных накоплений,* с которыми они прежде всего должны сравниваться, ибо с накоплениями аридного типа по составу они почти не имеют общих черт.

7. Общие массы сконцентрированного в месторождениях металла (Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn) обычно невелики, а иногда и совсем ничтожны. Таких гигантов, как керченские, колпашинские, аятские, лотарингские руды железа, чиатурские, никопольские руды марганца, североафриканские или сантонские платформенные месторождения фосфоритов и т. д., среди руд вулканогенно-осадочных нет.

Большой интерес вызывает вопрос: на каком же расстоянии от выходов гидротерм реализовался рудный процесс при подводном вулканизме?

Немногие наблюдения над «мутными водами» около очагов современных подводных извержений дают цифры в несколько километров в длину и немногие десятки или сотни метров в ширину. В древних вулканогенных толщах рудные накопления, как правило, залегают внутри вулканических серий, лишь редко выходя за их пределы. В ряде случаев руды лежат прямо на лавах или перекрываются ими, что может свидетельствовать о весьма небольшом удалении руд от пункта извержений. Еще более показательны в этом отношении находки в рудах вулканических бомб (например, в мульде Лан и Дилль); бомбы, как известно, падают в непосредственном соседстве с жерлом. Показательны также и размеры

рудных линз. Чаще всего это сотни метров, реже 1—2 *км*, совсем редко — до 4 *км*. И лишь в исключительных случаях, как, например, в Караджальском железо-марганцовом месторождении, рудный горизонт, образованный рядом линз, тянется на 15 *км* без видимого окончания; его истинные размеры могут быть 20—25 *км*. Интересно, что на доступной изучению 15-километровой его части прослоечки туфов единичны и маломощны.

Протяженность яшмовых безрудных линз больше протяженности рудных накоплений и может достигать, по-видимому, около 100—120 *км*.

Эти немногие пока достоверные материалы складываются в весьма отчетливую картину пространственной ограниченности вулканогенного рудного процесса. *Вулканогенное рудоотложение близко примыкало к действующим вулканическим очагам и к выходам гидротерм, заканчиваясь обычно в радиусе немногих километров вокруг них и максимально в первых двух-трех десятках километров; исключением является кремнезем, накопления которого в виде яшм происходили в значительно большем радиусе.*

Следует резко подчеркнуть еще одно существенное, но обычно пропускаемое обстоятельство. *Все особенности состава, форм залегания, минералогии, внутреннего строения макролинз, а также структуры руд полностью сохраняются не только в тех случаях, когда руды подчинены собственно вулканогенным комплексам, но и в тех относительно редких случаях, когда они слегка выходят за пределы этого комплекса, залегая среди обычных осадочных пород.* Это установлено на примере марганцовых руд и яшм Береговых хребтов и Сьерра-Невады (США) и особенно на примере Атасуйской группы месторождений. Отсюда следует, что *сумма признаков, характеризующих аутигенные вулканогенно-осадочные накопления, не есть случайная совокупность, но нечто внутренне цельное, настоящий парагенез особенностей, коренящихся в условиях и механизме подводного вулканогенного рудообразования.* Об этом говорит и то обстоятельство, что комплекс *морских* рудных вулканогенно-осадочных накоплений отличается от вулканогенных же *наземных* комплексов, возникших как на площадях гумидных, так и аридных поясов.

Естественно встает вопрос: каков же механизм формирования морских вулканогенно-осадочных рудных накоплений?

2. О механизме и факторах накопления аутигенных пород вблизи очагов подводных извержений

Ограниченность набора рудных накоплений около очагов подводного вулканизма может объясняться либо недостаточной пока изученностью этого генетического типа (и, следовательно, есть явление кажущееся), либо вызывается ограниченностью набора выносимых гидротермами веществ в количествах, достаточных для рудообразования. Мне кажется, что действительная причина скорее первая, чем вторая.

Линзовидная форма рудных тел объясняется, во-первых, тем, что каждый компонент образовывал твердую фазу и осаждался на дно не сразу же после выхода гидротермы в воду, а на некотором (небольшом) расстоянии от выхода; это определяло ближнее выклинивание рудного тела; выклинивание же рудной линзы на дистальном конце было обусловлено истощением запасов растворенного компонента, т. е. истощением рудного раствора как такового. Размеры рудных линз в общем случае определялись массой вынесенного гидротермами рудного вещества, размерами западин дна, куда обычно сносились движениями воды выпавшие твердые фазы компонента, и гидродинамическим режимом в области под-

водного высачивания гидротерм. В рудных линзах всегда фиксировалась лишь часть рудного вещества, остальная же масса рассеивалась внутри бассейна. Высокие исходные концентрации железа и марганца в гидротермальных растворах приводили к тому, что садка этих компонентов при нейтрализации происходила бурно, причем осаждавшееся железо частично осаждало марганец и наоборот.

Возникшие твердые фазы затем садились на дно на очень малом пространстве, которое не позволяло гелям разного состава основательно отдифференцироваться друг от друга. Что касается широкого распространения пиритовой фации среди железных руд, то причиной ее является, несомненно, нередкое участие в составе эксгаляций сероводорода.

Отсутствие бокситов в составе подводных вулканогенно-рудных комплексов может, вообще говоря, иметь две причины: либо глинозема вообще не было в составе кислых гидротерм, либо он переносился, но при осаждении связывался с другими компонентами, в частности с SiO_2. Поскольку в составе гидротермальных жил всегда фигурирует некоторое количество алюмосиликатных минералов, приходится думать, что первое решение вопроса неверно и что причина лежит именно в связывании Al_2O_3. Известно, что гидротермы, кроме глинозема, выносили в море большие массы кремнезема, наличие которого доказывается широким распространением яшм в составе вулканогенных отложений. Осаждение Al_2O_3 вследствие повышенных pH сопровождалось одновременной садкой SiO_2 вследствие падения температуры. В осадках поэтому глинозем всегда оказывался смешанным в разных пропорциях с кремнеземом, что приводило к их взаимодействию и преобразованию в глинистые отложения сложного и, вероятно, изменчивого состава, порой, видимо, с избыточным глиноземом. Это обстоятельство и обусловливало то, что в списке руд, подчиненных подводным вулканогенным комплексам и потому достоверно вулканогенного происхождения, бокситы отсутствуют. Если иногда количество Al_2O_3 и превосходило количество SiO_2, то накопления глинозема все же бывали очень малы и руд (бокситов) не возникало.

Что касается крайней бедности морских вулканогенно-осадочных комплексов рудами фосфора, то причиной является, вероятно, бедность гидротерм фосфатами и их кислый характер, позволявший фосфатам далеко уходить от очага гидротерм и там рассеиваться среди морской воды.

Отсутствие концентраций титана объясняется его очень малой миграционной способностью и осаждением еще в глубинных каналах на самых первых ступенях усреднения гидротерм.

Наконец, причина того, что достоверные вулканогенно-осадочные накопления Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn, SiO_2 концентрируются внутри лавово-туфовых комплексов, только очень редко выходя за их пределы, коренится в общей малой геохимической подвижности этих компонентов и поэтому быстром выпадении их в осадок. При этом наименее геохимически подвижное железо давало руды только в пределах эффузивно-туфовых накоплений. Более подвижные Mn, Cu, Pb, Zn порой выходили за пределы этих комплексов. Наиболее же подвижный SiO_2, как правило, больше всего удалялся за пределы поля лав и пеплов.

Хотя изложенное позволяет понять главные особенности морского вулканогенно-осадочного рудонакопления, все же остается еще ряд вопросов, не вполне ясных или совсем не разрешимых при современном уровне знаний. Намечу главные из них.

Остается неясным, *была ли садка компонентов из гидротермальных растворов только химическим или же иногда и биогенным процессом.* Для Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn и сопровождавших их элементов химический путь был, по-видимому, единственно возможным. Но для SiO_2, бесспорно, имело значение и биогенное осаждение (радиолярии, диатомеи), причем часто оно было даже преобладающим. Учитывая физико-химические особенности SiO_2, следует различать вынос кремнезема в море кис-

лыми гидротермами и щелочными. При кислых гидротермах, как я пытался показать в моей книге «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963), наиболее вероятный путь садки кремнезема — биогенный, при щелочных — хемогенный. Но все это пока догадки, требующие дальнейшей проверки.

Очень существен вопрос: какую роль играл диагенез в образовании аутигенных минералов вулканогенно-осадочных накоплений Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn? В обычных осадочных железных рудах минералы закиси железа справедливо рассматриваются в качестве диагенетических, возникших под действием органического вещества, захороненного в осадке одновременно с соединениями железа. В нашем случае, однако, такая трактовка едва ли применима. Дело в том, что обычно вулканогенно-осадочные руды лишены сколько-нибудь уловимых количеств $C_{орг}$ и, следовательно, исходный осадок просто не содержал необходимого редуцента, которого, кстати сказать, при значительных содержаниях в рудах Fe также должно было быть много. Это означает, что в противоположность тому, что имело место при генезисе обычных осадочных железных руд, *при формировании вулканогенных железорудных накоплений минералы закисного железа — магнетит, сидерит, силикаты и сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn возникали, вероятно, не в диагенезе, а в седиментационном акте, т. е. осаждались сразу же и непосредственно из наддонной воды.* В диагенезе имело место только некоторое, судя по всему, весьма небольшое их перераспределение и перекристаллизация; то же и на стадии катагенеза. Такое решение вопроса, однако, вероятно лишь для тех случаев, когда вмещающие руду породы и сама руда бывают лишены уловимых масс органического вещества. Но в некоторых месторождениях, как, например, в сульфидных рудах Раммельсберга и Меггена, Рио-Тинто, во фтанитах, породы, напротив, богаты органикой. В этих случаях приходится допускать, что аутигенное минералообразование, как обычно в рудах гумидной зоны, протекало в диагенезе. Таким образом, аутигенный минералогический процесс в вулканогенно-осадочных рудных фациях протекал то одностадийно — в седиментогенезе, то двухстадийно — и в седиментогенезе и в диагенезе. Пока что это гипотеза, проверка которой является одной из существенных задач дальнейшей работы.

3. О роли вулканизма в общем осадочном послерифейском породообразовании

Решить этот вопрос гораздо сложнее, чем для современного геологического момента. Три обстоятельства нужно иметь в виду. *Во-первых,* нам известны лишь осадки тех платформенных и геосиклинальных областей, которые вошли в состав современных континентов; отложения древних океанов и погруженных под океанические воды платформ и геосинклиналей пока недоступны. *Во-вторых,* от каждого периода даже на доступных нам площадях сохранилась лишь часть первично отложенных пород; другая, порой значительная, уничтожена эрозией. *В-третьих,* сохранившиеся древние отложения далеко не всегда достоверно количественно учтены и изучены. Все это означает, что подсчеты масс пород, возникших при послерифейском нормально-осадочном и вулканогенно-осадочном литогенезе, в настоящее время не могут быть оценены сколько-нибудь достоверно. Некоторые оценки для руд будут даны ниже (гл. V).

глава IV

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

1. Постановка вопроса

В предыдущих главах типы послерифейского литогена были охарактеризованы с точки зрения механизма их течения, но вне конкретной географической локализации на древнем лике Земли в разные периоды послерифея. В этой главе мы попытаемся заполнить этот пробел и кратко охарактеризовать, *во-первых,* географическое размещение климатических типов в кайнозое, мезозое, палеозое; *во-вторых,* наметить особенности литогенеза на разных тектонических участках континентального блока; *в-третьих,* коснуться вопроса о периодичности литогенеза и связи ее с тектоническими движениями земной коры; наконец, *в-четвертых,* суммировать данные об эволюции аутигенного породообразования в послерифее и кратко наметить схему его за более обширное время, включая и докембрий. Более подробно эти вопросы были рассмотрены в работах 1946, 1949, 1960, 1963 гг., к которым читатель, интересующийся деталями, и отсылается.

2. Размещение климатических типов литогенеза в послерифейские времена

На сводных картах кайнозоя и мезозоя (фиг. 92 и 93) видно, что Американская и Европейско-Азиатская засушливые области фигурируют на тех же в общем местах, где они наблюдаются в современный момент. На всех картах, за исключением карты J_{1+2}, достоверно представлена и Южно-Американская аридная область, то в ее северной (чилийской) половине, то на всем протяжении. Отличия одной палеоклиматической карты от другой заключаются лишь в размерах аридных площадей и их конкретной конфигурации. Засушливые области то несколько расширялись (J_3, Cr_1), то сокращались; последнее особенно резко выражено в лейас-доггере. В контурах засушливых областей возникали ограниченные языкообразные выступы то в одном, то в другом пункте, причем изменения конфигурации происходили во времени иногда довольно быстро. Но все эти частные перемены не изменяли ни общего числа аридных площадей на протяжении перечисленных геологических периодов, ни основного их местоположения. За пределами засушливых областей, т. е. зон аридного литогенеза, локализовались зоны литогенеза гумидного, причем самый развитой тропический вариант гумидного литогенеза располагался между засушливыми зонами, а менее развитой — к северу и югу от аридных зон. Таким, образом, *общий план локализации гумидного и аридного типов литогенеза оставался постоянным, одним и тем же в своих главных, решающих чертах.* Это обстоятельство позволяет уверенно говорить об общем мезо-кайнозойском, или, иначе, альпийском, плане климатической зональности лика Земли, достоверно существовав-

шем с начала юры по настоящее время. Особенностью кайнозоя и мезозоя является то, что ледового типа у северного и южного полюсов установить пока не удается.

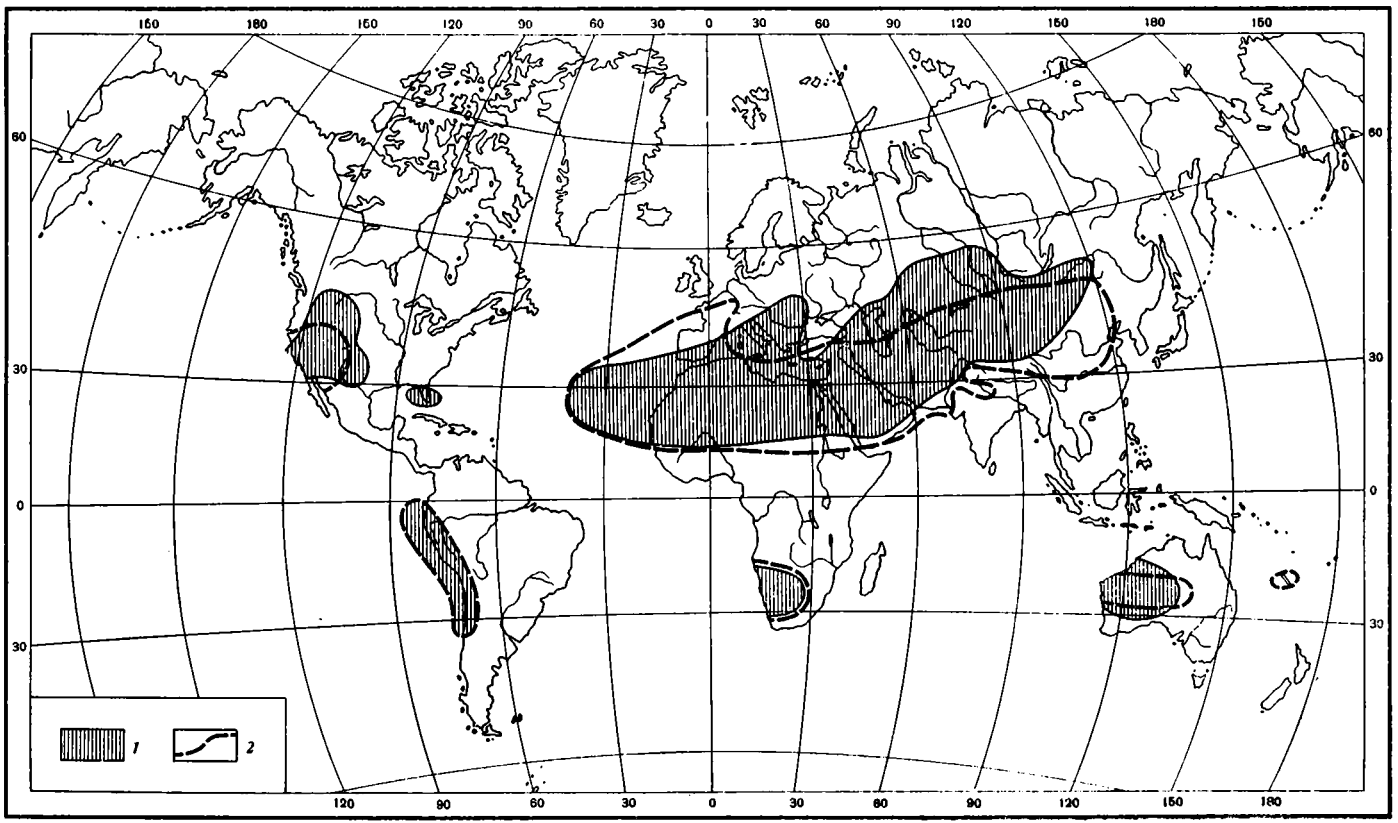
Но сходство в пролегании засушливых и гумидных ареалов позволяет допускать, что ориентировка в пространстве экваториальной плоскости и оси вращения Земли в течение всего времени от начала юры до современного момента также были принципиально сходны, одинаковы. Отклонения экваториальной плоскости от современной по широте не могли быть больше 5—6°; по долготе точки максимального отклонения могли мигрировать в большем интервале — до ±15°. Реальные отклонения были, вероятно, гораздо меньше. Эта ограниченность смещений экваториальной плоскости и оси вращения, естественно, и обусловливала большую стабильность основных черт палеоклиматической картины в течение всего описываемого отрезка геологической истории; стабильной была, в частности, локализация площадей аридного литогенеза.

Существенно иначе обстояло дело в верхнем палеозое. Общий план размещения климатических типов литогенеза хорошо отражает карта среднего и верхнего карбона (фиг. 94). Здесь также выделяются две засушливые зоны: северная и южная, но с совсем другой локализацией на поверхности Земли.

Крайняя западная часть северной зоны локализована на территории США. Доказательством являются участки гипсоносных отложений из штатов Юта (бассейн Парадокс, мощность около 460 *м*), Колорадо (160 *м*) и Миннесота (16 *м*). Восточнее после огромного перерыва, для которого каких-либо указаний на климатические условия нет, следы аридности вновь появляются на Русской платформе, в Средней Азии и далее вплоть до Китая. Как можно видеть на ряде карт А. Б. Ронова (1956) для эпох среднего и верхнего карбона (C_{2+3}), на огромных площадях мелководных морей, покрывавших тогда Русскую платформу, отлагались значительные толщи доломитовых пород, содержащих 10% магния, что отвечает доломитности породы свыше 80% (и до 100%). Во многих точках буровые скважины встретили в составе доломитовых пород ангидрит и гипс.

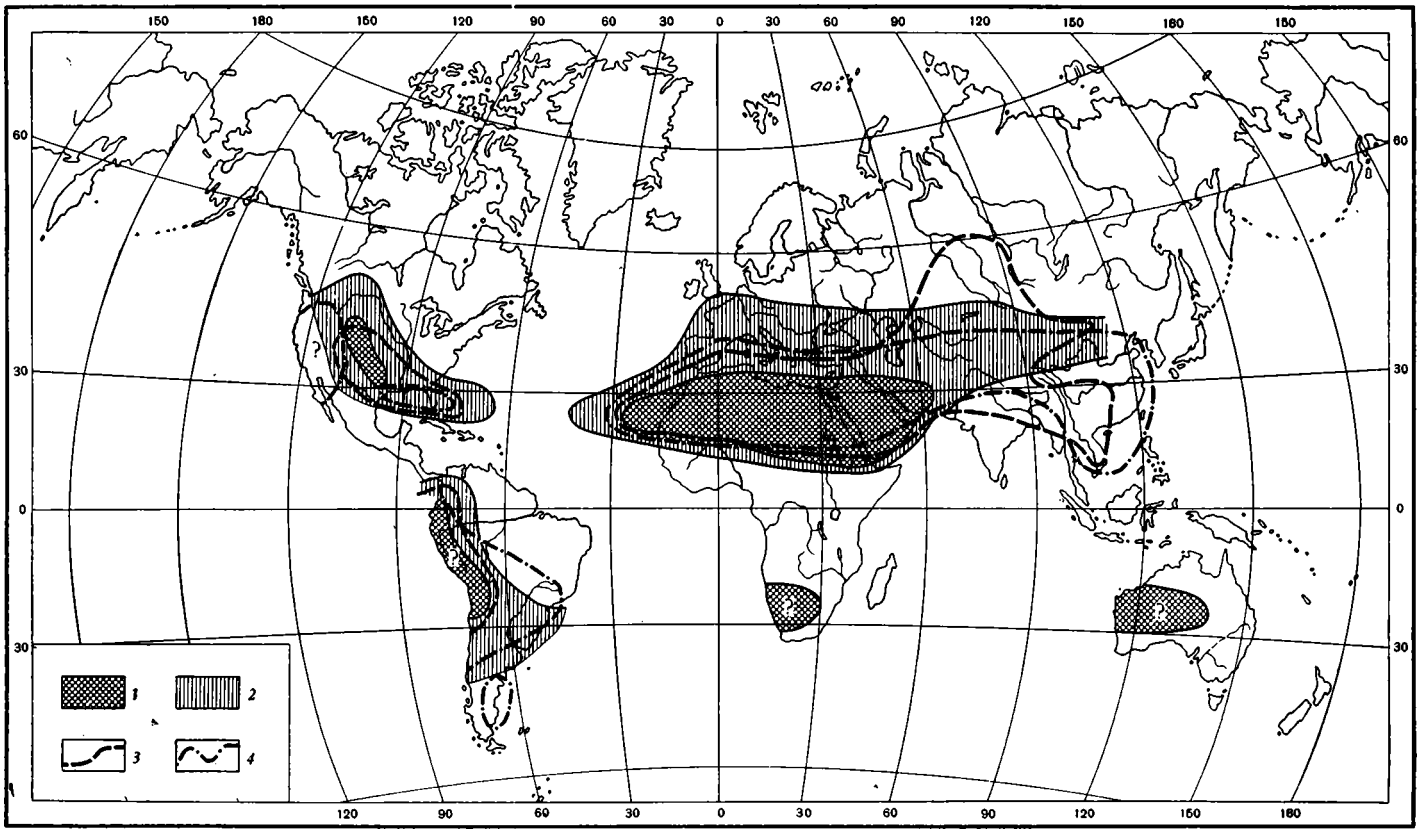
О наличии пластовых и значительных по мощности гипсов в других местах платформы говорят очень высокие средние содержания SO_3 в разрезах визе, среднего и верхнего карбона разных мест, указанные А. Б. Роновым. Так, например, скважина в Кельтме для отложений визе дала SO_3 33,67%; для среднего карбона в Котельниче — 7,67%, в Солигаличе — 5.64%; для верхнего карбона скважина в Вологде — 11,18%, в Горьком — 17,66%, в Котельниче — 8,61%, в Краснокамске — 13,05%, в Солигаличе — 8,77%. Объяснить такое высокое среднее для горизонта содержание SO_3 только вторичной сульфатизацией невозможно; здесь мы имеем дело, по крайней мере частично, с пластами гипса. Сочетание высокой доломитности осадка, отложенного в центральных частях эпиконтинентального моря, с наличием в нем локальных пластовых накоплений гипса говорит о мелководном бассейне, расположенном в аридной зоне: высокое испарение с поверхности воды несколько осолоняло ее и было причиной садки доломита из наддонной воды; в островных же участках среди моря, в маленьких лагунах на островах осолонение доходило до стадии выделения сульфатов гипса.

На юго-восток от Русской платформы, в Казахстане, накопления гипса установлены в верхнекарбоновых породах кайрактинской свиты (прослои загипсованных глинистых пород) и в красноцветной владимирской среднекарбоновой толще (гипсовые песчаники) в бассейне рек Ишим и Терс-Аккан. В Джезказганском районе и к югу от него, в Бетпак-Дале, к верхнему карбону — перми относят так называемую мергельную гипсовую свиту, развитую во многих местах. Еще юго-восточнее, через значительный промежуток, встречаются ангидритовые толщи сред-



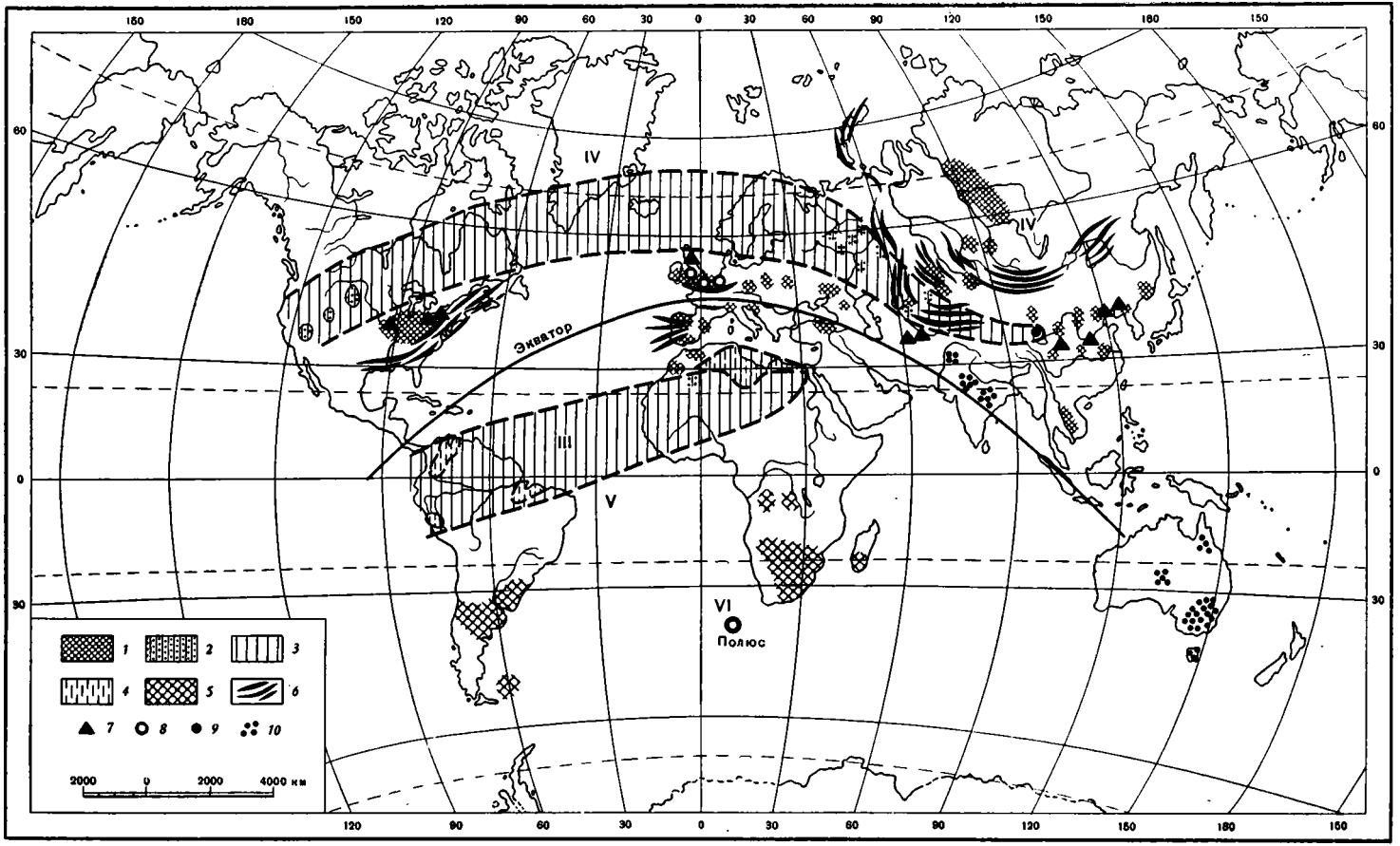
Фиг. 92. Климатическая зональность в кайнозое

1 — аридные области в неогене; *2* — границы аридных зон в палеогене



Фиг. 93. Климатическая зональность в мезозое

1 — аридные области в J_{1+2}; *2* — прирост аридных областей в J_3; *3* — границы аридных областей в Cr_1; *4* — границы аридных областей в Cr_2



Фиг. 94 Климатическая зональность в среднем и верхнем карбоне

1 — угленосные отложения; *2* — красноцветные отложения с гипсами; *3* — площадь аридной зоны; *4* — красноцветные сильно карбонатные отложения; *5* — ледниковые отложения материкового типа; *6* — горные хребты; *7* — бокситы; *8* — железные руды; *9* — соли и гипсы; *10* — ледниковые отложения горного типа.

З о н ы: III — южная аридная; IV — северная умеренно влажная; V — южная умеренно влажная; VI — *околополярная*

него карбона в Тянь-Шане (оз. Сонкуль и др.). Дальше на восток данные отсутствуют, но в западной части китайской провинции Шаньси под формацией Толопай, угленосной и содержащей пермскую флору, залегают красноцветные породы Соганпу с гипсом, вероятно, верхнекаменноугольные. В целом гипсоносные накопления образуют обширную полосу с явно выраженными засушливыми условиями.

Поскольку американский и евразийский аридные ареалы отстоят друг от друга достаточно далеко, естественно встает вопрос: образовывали ли они единую слитную аридную зону или же, как это мы видели на альпийском этапе, два самостоятельных аридных ареала? Вопрос может быть решен, конечно, только гипотетически. Предпосылкой для его решения является то обстоятельство, что в результате каледонского орогенеза Северо-Американская, Гренландская и Русская платформы были слиты воедино и составляли огромный северный континент, противопоставляемый южному, гондванскому. При таких условиях весьма вероятно, что американский и евразийский аридные ареалы в верхнекарбоновое время образовывали единую засушливую зону, что и изображено на карте-схеме. Едва ли нужно подчеркивать, что реальные очертания этой полосы были гораздо сложнее, чем те, какие мы видим на карте; в этом отношении верхнекарбоновая северная аридная зона едва ли отличалась от тех, какие были в мезозое и кайнозое. Лишь недостаточность фактического материала делает контуры разбираемого пояса такими простыми, какими приходится показывать их на схеме.

Южный аридный пояс устанавливается пока по ограниченному числу данных и локализован весьма интересно. По западной окраине (в Южной Америке) его существование доказывается наличием гипсов в верхнекарбоновых отложениях округа Амотаке (северная точка на карте) и Тарма (южная точка), а также красноцветных отложений в Эквадоре. После крупного перерыва мы вновь встречаем красноцветные отложения лишь в Северной Африке, на территории Сахары, где среди них иногда имеются гипсы. Поскольку в карбоне Гондванская глыба еще существовала как континент, мы условно объединяем оба ареала в единый аридный пояс, намечаемый, конечно, лишь в самых общих чертах. Восточнее Африки этот пояс, по всем данным, не прослеживается, хотя отдельные, очень мелкие ареалы засушливых условий встречались (красноцветы Ирака).

Итак, хотя для средне-верхнекарбонового времени достоверно устанавливаются две аридные зоны — северная и южная, географически они размещены на поверхности Земли совершенно иначе, чем в мезо-кайнозое. Северный аридный пояс в своей средней, бóльшей части резко сдвинут в область более высоких широт и располагается на тех участках, где в мезо-кайнозое существовал умеренно влажный климат; лишь крайний западный и крайний восточный концы пояса отвечают аридной северной зоне мезо-кайнозоя. Очень сильно сдвинута к северу и южная аридная полоса, причем опять-таки в своей срединной — африканской — части: здесь южная верхнекарбоновая засушливая зона занимает площадь, на которой в мезо-кайнозое будет располагаться некоторая часть северной аридной полосы. Таким образом, оба засушливых среднекарбоновых пояса Земли совершенно согласно показывают сдвиг в северном направлении против их мезо-кайнозойской и современной ситуации; при этом на разных долготах этот сдвиг выражен неодинаково: наибольшей силы он достигает между современными 10° з. д. и 20° в. д.

Естественно, встает вопрос: когда же произошло смещение аридных зон и сколь долго удерживалось такое их положение в истории Земли?

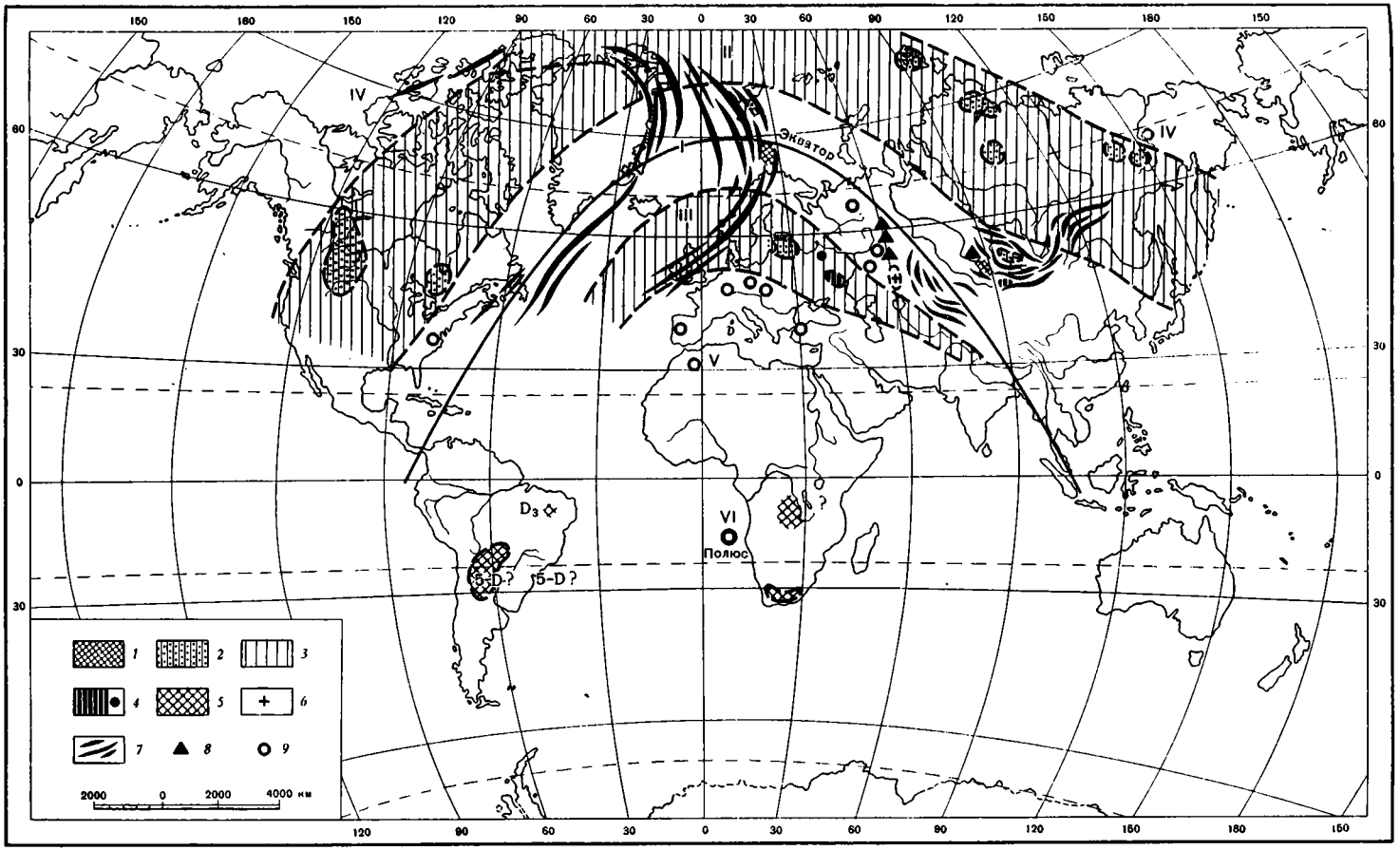
Изучение палеоклиматических карт нижнего карбона, с одной стороны, перми — с другой, показывает, что локализация аридных зон по своей принципиальной сущности, по плану или типу, полностью отвечает тому, что мы видели в среднем и верхнем карбоне. Отличия заклю-

чались только в том, что в нижнем карбоне аридные области, особенно северные, были значительно сокращены, а в перми резко расширены по сравнению с тем, что наблюдалось в среднекарбоновые эпохи. Но в девоне выступает уже иной — третий — план их расположения, а в триасе обозначается переход от верхнепалеозойского плана к мезо-кайнозойскому. Таким образом, время существования второго плана размещения аридных зон почти полностью отвечает герцинскому тектоническому этапу, почему и сам план может быть назван герцинским.

В нижнепалеозойское время мы вновь констатируем наличие двух засушливых зон — северной и южной, но опять-таки с совершенно особой локализацией на поверхности Земли. Этот нижнепалеозойский план показывает карта среднего девона (фиг. 95). По западному краю существование северной зоны доказывается месторождениями гипсов и частью солей в США и Канаде. В провинциях Манитоба, Альберта и Саскачеван в среднедевонское время отложилась мощная толща ангидритов и солей. К югу она исчезает, но зато в штате Монтана появляются верхнедевонские гипсы, подтверждающие устойчивость существования аридных условий в этой части Американского континента. Юго-восточнее, в штатах Айова, Мичиган, гипсы и соли (в Мичигане) принадлежат также к верхнему девону, но вполне вероятно, что аридные условия господствовали здесь уже в среднем девоне, и только неподходящая фациальная обстановка мешала образованию галогенных осадков.

После огромного «пустого» промежутка мы встречаем длинную серию гипсоносных, а местами соленосных отложений на крайнем северо-востоке Азии, стратиграфически хорошо датированных. Так, на островах Пионер, Комсомолец и Октябрьской революции средний девон представлен красноцветными косослоистыми песчаниками, мергелями и прослоями известняков с остатками панцирных рыб, а также известково-доломитовой и гипсовой толщами с *Favosites goldfussi* и др. На Таймыре живетский ярус, мощностью 300—400 *м*, сложен известняками, доломитами и гипсами и содержит типичную стрингоцефаловую фауну. На п-ове Юрунг-Тумус (Нордвикский район) к живетскому ярусу относят верхнюю часть толщи гипсов, ангидритов, доломитов, глин и известняков мощностью 250—350 *м*, залегающих непосредственно под фаунистически охарактеризованными франскими отложениями. На Сибирской платформе в бассейнах рек Хантайки, Курейки, Нижней Тунгуски, в Норильском районе и в верховьях р. Оленек средний девон образован пестроцветными, содержащими растительные остатки аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями гипсов и доломитов. На крайнем северо-востоке — в Момском, Тас-Хаяхтахском и Сетте-Дабанском антиклинориях в живетском ярусе среди пестроцветных сланцев также наблюдаются гипсы и ангидриты.

Всеми этими находками обрисовывается огромная полоса северо-западного простирания с заведомо аридным климатом, протянувшаяся наискось от 81—82 до 60° с. ш. Смыкалась ли она с аридным ареалом в Северной Америке, остается неизвестным; условно для выявления цельности северной аридной зоны показан ее переход в американский ареал. Добавим, что несколько западнее этой северной аридной зоны мы встречаемся со своеобразной соленосной толщей эйфельского возраста на юге Тувинской котловины и в прилегающих частях Монголии, описанной Н. С. Зайцевым и А. И. Левенко. В среднем девоне Минусинской котловины как в эйфельском, так и в живетском ярусах, по Г. И. Теодоровичу, также развиты гипсы. Вероятнее всего, здесь существовали локальные участки аридных условий в котловинах между возникшими в каледонское время горными цепями. На северо-востоке СССР намечается существование уже иной, гумидной обстановки, доказываемой Побединским железорудным месторождением (Потапова, 1959 г.).



Фиг. 95. Климатическая зональность в среднем девоне

1 — угленосные отложения; *2* — красноцветные отложения с гипсами; *3* — аридная зона; *4* — галогенные отложения; *5* — ледниковые отложения, *6* — марганцовые руды; *7* — горные хребты; *8* — бокситы; *9* — железные руды.

З о н ы: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренно влажная; V — южная умеренно влажная; VI — околополярная

Южнее следует новый пояс аридного климата. Самыми западными точками, указывающими на его наличие, являются отложения древнего красного песчаника в Англии. Далее на восток следует широкая площадь развития доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающая, по данным А. Б. Ронова (1956), Прибалтику, Главное девонское поле и бо́льшую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (города Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослои каменной соли. В Украинской мульде и Донбассе к среднему девону должны относиться гипсы и соли роменских солянокупольных структур и других мест, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе Молдавского Приднестровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и бетпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Б. А. Петрушевский, Н. С. Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский, охватывает промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живетскими являются гипсовые накопления в Таласском Алатау. В целом южная аридная зона имеет подковообразную форму, как бы повторяя пролегание такой же аридной северной зоны.

Разумеется, границы обеих засушливых зон могут быть даны лишь приближенно и в дальнейшем, с получением нового фактического материала, они несколько изменятся. Но расположение их полосами, резко выгнутыми на север, так же как и в верхнем палеозое, устанавливается достаточно определенно.

Легко, однако, отметить и существенную разницу между пролеганием верхнепалеозойских и среднедевонских аридных зон. Она заключается в том, что в среднедевонское время на северо-западе Евразии все аридные пояса были локализованы гораздо севернее, чем в верхнем палеозое.

И опять возникают вопросы: когда же произошла смена одного плана другим; и в какие более древние эпохи еще может быть установлено существование среднедевонского плана зональности?

Верхней границей является начало карбона, ибо в нижнем карбоне мы отчетливо наблюдаем наличие климатической зональности уже герцинского типа. Граница нижняя не ясна; достоверно лишь, что данные по климатам готландия и ордовика без всяких натяжек укладываются в только что описанную девонскую схему. Немногие достоверные указания на засушливые области кембрия также еще ложатся в ту же схему. Не исключено, что эта схема существовала в течение всего каледонского этапа, поэтому ее и можно несколько условно назвать каледонским планом (типом) климатической зональности.

Итак, за период 500×10^6 лет мы постоянно наблюдаем на поверхности Земли две аридные зоны — северную и южную. Но локализация этих зон, их очертания и размеры неоднократно менялись. При этом можно утверждать, что в послепротерозойские времена сменились три типа (или плана) их локализации, отвечающие в общем каледонскому, герцинскому и альпийскому тектоническим этапам. Время существования каждого климатического плана обнимает около 150—170 млн. лет. Хронологически климатические этапы характерно сдвинуты относительно этапов тектонических. Так, каледонский климатический этап заканчивается в девоне; герцинский начинается с нижнего карбона и заканчивается в триасе; альпийский начинается с юры и еще не закончен доныне. Каждый климатический этап несколько запаздывает относительно тектонического этапа как в своем начале, так и в окончании.

Что дают эти карты для познания послерифейского литогенеза? Принципиальное сходство карт климатической зональности неогена, палеогена, мела и юры свидетельствует о том, что *характер циркуляции*

атмосферы в течение последних 150×10^6 лет был весьма близок к современной циркуляции. Следовательно, и механизм возникновения климатических типов литогенеза в мезозое и кайнозое был не только принципиально, но и в деталях таким же, как в современный геологический момент.

В палеозое — верхнем и нижнем — климатические зоны были значительно смещены в пространстве относительно современных, особенно в девоне, силуре, ордовике. Несмотря на такую смещенность, все же на всех палеоклиматических картах тех эпох неизменно устанавливаются северная и южная аридные зоны и разделяющая их тропическая влажная. Вне аридных зон на более высоких широтах того времени обозначаются умеренные влажные зоны, а на совсем высоких широтах появляются следы обширно развитых ледниковых отложений (в перми, кембрии). Вся картина палеозойской палеоклиматической зональности выглядит так, как будто экватор вместе со всеми климатическими поясами был повернут около некоторой оси — в верхнем палеозое приблизительно на 40—45° относительно их современного нахождения, а в нижнем палеозое даже на 70—75°. Мы не знаем достоверно механизма такого смещения. Но постоянное наличие двух аридных зон — к северу и югу от тропической влажной экваториальной области — доказывает, что принципиально и в те древние времена характер циркуляции воздушных масс от экватора вверх и в сторону — в аридные пояса — был тем же, что и сейчас. Изменялись, вероятно, лишь более или менее крупные детали.

Таким образом, *три климатических типа литогенеза и отвечающий им тип атмосферной циркуляции уверенно прослеживаются для всего послеальгонкского периода истории Земли, т. е. за последние $500—550 \times 10^6$ лет.*

Интересной деталью в истории климатических типов литогенеза является то обстоятельство, что во все послерифейские времена мы постоянно и с достоверностью улавливаем наличие только аридного и гумидного литогенеза; что же касается ледового типа в околополярных областях, то он то появляется (Q, P, Cm), то достоверно исчезает с лика Земли. При этом гораздо чаще его труднее установить, чем доказать отсутствие. Как расценивать этот факт? Как результат неполноты геологической летописи, т. е. нашего незнания? Или как частое реальное исчезновение его с лика Земли? Ответить с полной достоверностью пока трудно, но мне представляется более правильным второе решение. Дело в том, что к настоящему времени накопилось уже достаточно фактов, говорящих о том, что абсолютная температура на поверхности Земли в целом колебалась иногда в довольно широких пределах. Например, в четвертичное время она была на 4—7° ниже современной, в верхнемеловое — значительно выше, чем сейчас (например, на севере Западно-Сибирской низменности 15—16° против немногих современных). Учитывая эти факты, можно допустить, что в эпохи общего потепления поверхности Земли полярные ледовые шапки исчезали, причем такие теплые эпохи в послерифейской истории Земли обнимали гораздо более длительные времена, чем эпохи холодные.

3. Особенности послерифейского литогенеза на основных структурных единицах земной коры

К концу докембрия в структуре литосферы сформировались два существенно различных региона: *Тихоокеанская площадь,* где непосредственно под водой и небольшим плащом осадков располагалась симическая масса, *и площадь современных континентов вместе с Атлантическим и Индийским океанами,* где поверх симической массы имелась уже сиалическая.

Южнее следует новый пояс аридного климата. Самыми западными точками, указывающими на его наличие, являются отложения древнего красного песчаника в Англии. Далее на восток следует широкая площадь развития доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающая, по данным А. Б. Ронова (1956), Прибалтику, Главное девонское поле и бо́льшую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (города Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослои каменной соли. В Украинской мульде и Донбассе к среднему девону должны относиться гипсы и соли роменских солянокупольных структур и других мест, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе Молдавского Приднестровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и бетпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Б. А. Петрушевский, Н. С. Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский, охватывает промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живетскими являются гипсовые накопления в Таласском Алатау. В целом южная аридная зона имеет подковообразную форму, как бы повторяя прилегание такой же аридной северной зоны.

Разумеется, границы обеих засушливых зон могут быть даны лишь приближенно и в дальнейшем, с получением нового фактического материала, они несколько изменятся. Но расположение их полосами, резко выгнутыми на север, так же как и в верхнем палеозое, устанавливается достаточно определенно.

Легко, однако, отметить и существенную разницу между прилеганием верхнепалеозойских и среднедевонских аридных зон. Она заключается в том, что в среднедевонское время на северо-западе Евразии все аридные пояса были локализованы гораздо севернее, чем в верхнем палеозое.

И опять возникают вопросы: когда же произошла смена одного плана другим; и в какие более древние эпохи еще может быть установлено существование среднедевонского плана зональности?

Верхней границей является начало карбона, ибо в нижнем карбоне мы отчетливо наблюдаем наличие климатической зональности уже герцинского типа. Граница нижняя не ясна; достоверно лишь, что данные по климатам готландия и ордовика без всяких натяжек укладываются в только что описанную девонскую схему. Немногие достоверные указания на засушливые области кембрия также еще ложатся в ту же схему. Не исключено, что эта схема существовала в течение всего каледонского этапа, поэтому ее и можно несколько условно назвать каледонским планом (типом) климатической зональности.

Итак, за период 500×10^6 лет мы постоянно наблюдаем на поверхности Земли две аридные зоны — северную и южную. Но локализация этих зон, их очертания и размеры неоднократно менялись. При этом можно утверждать, что в послепротерозойские времена сменились три типа (или плана) их локализации, отвечающие в общем каледонскому, герцинскому и альпийскому тектоническим этапам. Время существования каждого климатического плана обнимает около 150—170 млн. лет. Хронологически климатические этапы характерно сдвинуты относительно этапов тектонических. Так, каледонский климатический этап заканчивается в девоне; герцинский начинается с нижнего карбона и заканчивается в триасе; альпийский начинается с юры и еще не закончен доныне. Каждый климатический этап несколько запаздывает относительно тектонического этапа как в своем начале, так и в окончании.

Что дают эти карты для познания послерифейского литогенеза? Принципиальное сходство карт климатической зональности неогена, палеогена, мела и юры свидетельствует о том, что *характер циркуляции*

атмосферы в течение последних 150×10^6 лет был весьма близок к современной циркуляции. Следовательно, и механизм возникновения климатических типов литогенеза в мезозое и кайнозое был не только принципиально, но и в деталях таким же, как в современный геологический момент.

В палеозое — верхнем и нижнем — климатические зоны были значительно смещены в пространстве относительно современных, особенно в девоне, силуре, ордовике. Несмотря на такую смещенность, все же на всех палеоклиматических картах тех эпох неизменно устанавливаются северная и южная аридные зоны и разделяющая их тропическая влажная. Вне аридных зон на более высоких широтах того времени обозначаются умеренные влажные зоны, а на совсем высоких широтах появляются следы обширно развитых ледниковых отложений (в перми, кембрии). Вся картина палеозойской палеоклиматической зональности выглядит так, как будто экватор вместе со всеми климатическими поясами был повернут около некоторой оси — в верхнем палеозое приблизительно на 40—45° относительно их современного нахождения, а в нижнем палеозое даже на 70—75°. Мы не знаем достоверно механизма такого смещения. Но постоянное наличие двух аридных зон — к северу и югу от тропической влажной экваториальной области — доказывает, что принципиально и в те древние времена характер циркуляции воздушных масс от экватора вверх и в сторону — в аридные пояса — был тем же, что и сейчас. Изменялись, вероятно, лишь более или менее крупные детали.

Таким образом, *три климатических типа литогенеза и отвечающий им тип атмосферной циркуляции уверенно прослеживаются для всего послеальгонкского периода истории Земли, т. е. за последние $500—550 \times 10^6$ лет.*

Интересной деталью в истории климатических типов литогенеза является то обстоятельство, что во все послерифейские времена мы постоянно и с достоверностью улавливаем наличие только аридного и гумидного литогенеза; что же касается ледового типа в околополярных областях, то он то появляется (Q, P, Cm), то достоверно исчезает с лика Земли. При этом гораздо чаще его труднее установить, чем доказать отсутствие. Как расценивать этот факт? Как результат неполноты геологической летописи, т. е. нашего незнания? Или как частое реальное исчезновение его с лика Земли? Ответить с полной достоверностью пока трудно, но мне представляется более правильным второе решение. Дело в том, что к настоящему времени накопилось уже достаточно фактов, говорящих о том, что абсолютная температура на поверхности Земли в целом колебалась иногда в довольно широких пределах. Например, в четвертичное время она была на 4—7° ниже современной, в верхнемеловое — значительно выше, чем сейчас (например, на севере Западно-Сибирской низменности 15—16° против немногих современных). Учитывая эти факты, можно допустить, что в эпохи общего потепления поверхности Земли полярные ледовые шапки исчезали, причем такие теплые эпохи в послерифейской истории Земли обнимали гораздо более длительные времена, чем эпохи холодные.

3. Особенности послерифейского литогенеза на основных структурных единицах земной коры

К концу докембрия в структуре литосферы сформировались два существенно различных региона: *Тихоокеанская площадь,* где непосредственно под водой и небольшим плащом осадков располагалась симическая масса, *и площадь современных континентов вместе с Атлантическим и Индийским океанами,* где поверх симической массы имелась уже сиалическая.

Южнее следует новый пояс аридного климата. Самыми западными точками, указывающими на его наличие, являются отложения древнего красного песчаника в Англии. Далее на восток следует широкая площадь развития доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающая, по данным А. Б. Ронова (1956), Прибалтику, Главное девонское поле и бо́льшую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (города Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослои каменной соли. В Украинской мульде и Донбассе к среднему девону должны относиться гипсы и соли роменских солянокупольных структур и других мест, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе Молдавского Приднестровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и бетпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Б. А. Петрушевский, Н. С. Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский, охватывает промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живетскими являются гипсовые накопления в Таласском Алатау. В целом южная аридная зона имеет подковообразную форму, как бы повторяя пролегание такой же аридной северной зоны.

Разумеется, границы обеих засушливых зон могут быть даны лишь приближенно и в дальнейшем, с получением нового фактического материала, они несколько изменятся. Но расположение их полосами, резко выгнутыми на север, так же как и в верхнем палеозое, устанавливается достаточно определенно.

Легко, однако, отметить и существенную разницу между пролеганием верхнепалеозойских и среднедевонских аридных зон. Она заключается в том, что в среднедевонское время на северо-западе Евразии все аридные пояса были локализованы гораздо севернее, чем в верхнем палеозое.

И опять возникают вопросы: когда же произошла смена одного плана другим; и в какие более древние эпохи еще может быть установлено существование среднедевонского плана зональности?

Верхней границей является начало карбона, ибо в нижнем карбоне мы отчетливо наблюдаем наличие климатической зональности уже герцинского типа. Граница нижняя не ясна; достоверно лишь, что данные по климатам готландия и ордовика без всяких натяжек укладываются в только что описанную девонскую схему. Немногие достоверные указания на засушливые области кембрия также еще ложатся в ту же схему. Не исключено, что эта схема существовала в течение всего каледонского этапа, поэтому ее и можно несколько условно назвать каледонским планом (типом) климатической зональности.

Итак, за период 500×10^6 лет мы постоянно наблюдаем на поверхности Земли две аридные зоны — северную и южную. Но локализация этих зон, их очертания и размеры неоднократно менялись. При этом можно утверждать, что в послепротерозойские времена сменились три типа (или плана) их локализации, отвечающие в общем каледонскому, герцинскому и альпийскому тектоническим этапам. Время существования каждого климатического плана обнимает около 150—170 млн. лет. Хронологически климатические этапы характерно сдвинуты относительно этапов тектонических. Так, каледонский климатический этап заканчивается в девоне; герцинский начинается с нижнего карбона и заканчивается в триасе; альпийский начинается с юры и еще не закончен доныне. Каждый климатический этап несколько запаздывает относительно тектонического этапа как в своем начале, так и в окончании.

Что дают эти карты для познания послерифейского литогенеза? Принципиальное сходство карт климатической зональности неогена, палеогена, мела и юры свидетельствует о том, что *характер циркуляции*

атмосферы в течение последних 150×10^6 лет был весьма близок к современной циркуляции. Следовательно, и механизм возникновения климатических типов литогенеза в мезозое и кайнозое был не только принципиально, но и в деталях таким же, как в современный геологический момент.

В палеозое — верхнем и нижнем — климатические зоны были значительно смещены в пространстве относительно современных, особенно в девоне, силуре, ордовике. Несмотря на такую смещенность, все же на всех палеоклиматических картах тех эпох неизменно устанавливаются северная и южная аридные зоны и разделяющая их тропическая влажная. Вне аридных зон на более высоких широтах того времени обозначаются умеренные влажные зоны, а на совсем высоких широтах появляются следы обширно развитых ледниковых отложений (в перми, кембрии). Вся картина палеозойской палеоклиматической зональности выглядит так, как будто экватор вместе со всеми климатическими поясами был повернут около некоторой оси — в верхнем палеозое приблизительно на 40—45° относительно их современного нахождения, а в нижнем палеозое даже на 70—75°. Мы не знаем достоверно механизма такого смещения. Но постоянное наличие двух аридных зон — к северу и югу от тропической влажной экваториальной области — доказывает, что принципиально и в те древние времена характер циркуляции воздушных масс от экватора вверх и в сторону — в аридные пояса — был тем же, что и сейчас. Изменялись, вероятно, лишь более или менее крупные детали.

Таким образом, *три климатических типа литогенеза и отвечающий им тип атмосферной циркуляции уверенно прослеживаются для всего послеальгонкского периода истории Земли, т. е. за последние $500—550 \times 10^6$ лет.*

Интересной деталью в истории климатических типов литогенеза является то обстоятельство, что во все послерифейские времена мы постоянно и с достоверностью улавливаем наличие только аридного и гумидного литогенеза; что же касается ледового типа в околополярных областях, то он то появляется (Q, P, Cm), то достоверно исчезает с лика Земли. При этом гораздо чаще его труднее установить, чем доказать отсутствие. Как расценивать этот факт? Как результат неполноты геологической летописи, т. е. нашего незнания? Или как частое реальное исчезновение его с лика Земли? Ответить с полной достоверностью пока трудно, но мне представляется более правильным второе решение. Дело в том, что к настоящему времени накопилось уже достаточно фактов, говорящих о том, что абсолютная температура на поверхности Земли в целом колебалась иногда в довольно широких пределах. Например, в четвертичное время она была на 4—7° ниже современной, в верхнемеловое — значительно выше, чем сейчас (например, на севере Западно-Сибирской низменности 15—16° против немногих современных). Учитывая эти факты, можно допустить, что в эпохи общего потепления поверхности Земли полярные ледовые шапки исчезали, причем такие теплые эпохи в послерифейской истории Земли обнимали гораздо более длительные времена, чем эпохи холодные.

3. Особенности послерифейского литогенеза на основных структурных единицах земной коры

К концу докембрия в структуре литосферы сформировались два существенно различных региона: *Тихоокеанская площадь,* где непосредственно под водой и небольшим плащом осадков располагалась симическая масса, *и площадь современных континентов вместе с Атлантическим и Индийским океанами,* где поверх симической массы имелась уже сиалическая.

Строение сиалической массы было сложным: внутри нее имелись *платформенные — жесткие — массивы*, где мощность сиаль была больше; их разделяли *геосинклинальные зоны*, где толща сиаль была значительно меньшей и залегала лоскутами, а не сплошным покровом. В северном полушарии располагались Северо-Американская, Гренландская, Русская, Сибирская и Китайская платформы, очертания которых в те времена несколько отличались от современных. В южном полушарии в настоящее время различают Южно-Американскую, Индийскую и Австралийскую платформы. В конце докембрия структура этой южной части сиаля была, вероятно, иная: все перечисленные южные платформы вместе с разделяющими их частями Индийского и Атлантического океанов образовывали гигантское платформенное тело, названное Э. Зюссом Гондваной; распадение этой платформы на куски и погружение ряда их произошло лишь в конце палеозоя—начале мезозоя [1].

Сиалическая масса в целом является, как известно, результатом плавления мантии и выноса из нее вверх более легких расплавов, богатых Si и Al, с последующей переработкой части их в осадочные породы. Этот процесс шел уже с начала докембрия (т. е. с 5×10^9 лет тому назад), но с неодинаковой интенсивностью и разным успехом на разных площадях поверхности Земли. *Наиболее активен он был на тех участках, которые к концу докембрия представляли собой платформы.* Здесь толща сиаля оказалась наибольшей, а сами платформы в силу этого стали наиболее инертными, малоподвижными участками земной коры, как правило, неспособными к складкообразованию, но подверженными лишь разрывным дислокациям. К тому же главная часть площади платформ обычно была приподнята над уровнем моря и представляла собой сухопутную территорию, подвергавшуюся выветриванию и денудации. И только временами более или менее крупные части платформы погружались под уровень моря и были длительное время покрыты эпиконтинентальными мелководными бассейнами. *Именно на платформенных участках и шло наиболее типичное собственно осадочное породообразование, характер которого контролировался климатическим режимом, господствовавшим на той или иной части платформы либо на всей ее площади.*

Петрографический состав платформенных участков очень характерен и разнообразен, причем для него типично интенсивное аутигенное породообразование. *В гумидных климатах* это неоднократно появляющиеся в разрезе более или менее мощные коры выветривания и продукты их механического перемыва: кварцевые пески, в ряде случаев обогащенные титаномагнетитом, цирконом и другими минералами, бокситовые месторождения и горизонты каолиновых глин. Среди морских отложений — железные и марганцовые руды, иногда в колоссальном развитии, как, например, Западно-Сибирский мезозойский железорудный бассейн на эпигерцинской платформе, олигоценовые марганцовые руды юга Европейской части СССР; нередко многие горизонты желваковых или зернистых фосфоритов; глауконит, иногда цеолитовые породы, известняки, опоки, трепела; угли и горючие сланцы, иногда в громадных массах, как, например, доманик на Русской платформе и его кембрийский аналог на Сибирской платформе. *В аридных климатах* — доломиты седиментационные и седиментационно-диагенетические; гипсы и ангидриты; горизонты с флюоритом и целестином; полно или сокращенно развитые галогенные толщи вплоть до калиево-магниевых хлоридных и хлоридно-сульфатных пород; иногда — месторождения меди, свинца, а также фосфори-

[1] В настоящее время возрождаются идеи мобилизма литосферы — в разных формах. Однако согласия среди мобилистов очень мало, и весь вопрос нуждается в дальнейшей серьезной разработке; поэтому автор придерживается пока прежних своих взглядов.

тов и горючих сланцев. *Ледовый тип* представлен (когда развит) своим обычным комплексом обломочных пород (морена, озы, друмлины).

Для локализации платформенных осадков характерно залегание разных их типов широкими, неопределенных очертаний пятнами и участками. При этом ярко выявляется иногда теснейшая связь осадконакопления с тектоникой районов, затопленных морем.

В центральных участках крупных прогибов, свойственных платформам, накапливались наибольшие мощности осадков, к тому же выраженных в наиболее глубоководных для платформ, обычно глинисто-мергельных, опоковых, пелитово-карбонатных фациях. К краям прогибов мощности уменьшаются, осадки переходят в мелководные фации — кварцевые, глауконитовые пески с желваковыми фосфоритами, в разрезах появляются перерывы, отдельные горизонты выпадают и т. д. Валы, брахиантиклинали, купола, существующие на площадях прогибов, обычно отчетливо обозначаются уменьшением мощностей и мелководностью осадков, хотя в некоторых случаях этого и не удается уловить. В целом, мощности осадков в прогибах обычно явно возрастают по направлению к той геосинклинальной зоне, в которую данный прогиб открывается (переходит). Это отчетливо видно на отложениях верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя Русской платформы и на осадках Северо-Американской платформы, которые изучены лучше. Лишь в отдельных «аномальных» случаях (как в среднем девоне Русской платформы) накопление в прогибах мощнее, чем в краевой зоне прилегающей геосинклинали.

Прорыв магматических масс из более глубоких горизонтов Земли вверх представлял собой в истории платформ редкое явление и совпадал с критическими моментами, когда происходила крупная перестройка их структуры. Таков, например, девонский вулканизм Русской платформы, когда закладывались современные черты ее структуры; вулканизм конца перми и триаса на Сибирской платформе, когда формировалась Тунгусская (и Лено-Вилюйская?) впадина; триасовый вулканизм на юге Африканской платформы, когда началось разрушение Гондваны; верхнемеловой на Индийской платформе и др. Как правило, это был вулканизм довольно однообразный. Поднимавшаяся вверх вдоль трещин габбро-диабазовая магма образовывала на своем пути огромные боковые ответвления — межпластовые силлы, вклинивавшиеся между толщами осадочных пород и раздвигавшие их. Дошедшие до поверхности части магматического расплава растекались в виде лавовых покровов, сопровождаемых лишь малым количеством пеплового материала и эксгаляций; это был типичный трещинный вулканизм, происходивший к тому же в континентальных условиях. В редких случаях возникал точечный эксплозивный вулканизм, порождавший трубки взрыва; он был связан со специфическим кимберлитовым составом магматической массы. Такой характер платформенного вулканизма обусловил бедность его форм (проявлений).

В разделяющих платформы геосинклинальных зонах процессы роста сиаль начались позже, чем на платформах и шли, по-видимому, центробежно по отношению к платформенным ядрам. Толща сиаль в послерифейских геосинклиналях даже к концу докембрия была еще маломощной и не сплошной, что обусловило гораздо бо́льшую мобильность геосинклиналей, сравнительно с платформами, и проницаемость их для поступающих снизу магматических расплавов. Поэтому *геосинклинали во всей послерифейской истории Земли были основными участками, где происходил вулканогенно-осадочный процесс и возникали разнообразные вулканогенно-осадочные толщи, часто большой сложности и с большим многообразием форм.*

Предпосылкой, обусловившей это многообразие форм, была характерная палеогеография геосинклинальных зон. Это были — в отличие от

платформ — области длительных погружений, покрытых морской водой. Учитывая огромные размеры геосинклинальных зон, покрывавшие их моря можно было бы назвать океанами, особенно в палеозое. Но это были все же отнюдь не аналоги современных океанов в географическом смысле слова. Судя по характеру их осадков, среди которых господствуют часто терригенные отложения, а среди песчаников — полимиктовые разности, геосинклинальные зоны были островными морями типа современного Малайского и Антильского архипелагов, в которых глубокие впадины дна отделялись надводными или подводными выступами, «кордильерами», как в современном Калифорнийском море. Характерно, что простирание впадин и депрессий нередко более или менее отвечало простиранию антиклинориев и синклинориев, развившихся позже под влиянием складкообразовательных процессов. Иначе говоря, в геосинклинальных зонах каледонского, герцинского и альпийского этапов уже были заложены основные черты их будущих складчатых систем. Это обстоятельство позволяет считать, что в геосинклинальных зонах прошлого осадконакопление характеризовалось линейной вытянутостью вдоль простирания зон.

Длина таких полос измеряется обычно многими десятками и даже сотнями километров, ширина доходит до 10—15 *км*, редко больше. Вдоль простирания полосы свойства осадка и весь тип разреза крупных свит (формаций) удерживаются устойчиво, вкрест простирания изменяются более резко. Переход от одной фациальной полосы к другой происходит обычно очень быстро, «скачком»; переходная зона измеряется немногими (2—3) километрами и при сложности складчатых деформаций легко выпадает из разреза, так что фациально резко различные области осадконакопления впритык подходят одна к другой. Характер осадконакопления в областях антиклинориев, видимо, заметно отличался от осадконакопления в синклинориях. На антиклинориях (или развивавшихся впоследствии из них надвиговых чешуях и шарьяжах, как в Альпах) разрез, по крайней мере верхних, доступных для сравнения, свит характеризуется большей частью относительно небольшими мощностями и отличается стратиграфической неполнотой, наличием перерывов, выпадением целых свит и горизонтов; именно к области антиклинориев, вернее, к их сводовым частям, приурочены и локальные угловые несогласия внутри формирующихся геосинклинальных свит. В петрографическом типе осадков антиклинориев обычно явственно выступают черты их мелководности: обилие песков, конгломератов, брекчий, наличие органогенных известняков, пластов рифогенных тел с водорослями, кораллами, гидрактиноидами, оолитовых известняков и оолитовых же железных руд; вулканогенные свиты развиты относительно слабо. В синклинориях отлагаются огромные по мощности толщи (сотни метров для ярусов, тысячи — для систем, иногда до 10 *км* для системы); разрез их отличается большой стратиграфической полнотой; перерывы очень редки; угловых несогласий не наблюдается либо они крайне редки. Среди свит, выполняющих синклинории, широко развиты глинисто-сланцевые формации или толщи глинистых известняков со скудной фауной, преимущественно планктона и нектона, колоссальные накопления эффузивного материала, лав и пеплов, а также кремнистых сланцев и яшм. Органогенные и рифовые известняки редки и не характерны. Таким образом, собственно осадочные породы здесь редко несут ясные признаки мелководных условий отложения. Обычно они трудно поддаются истолкованию в этом отношении, а глинисто-сланцевые свиты, глинистые известняки и мергели многими исследователями трактуются как относительно глубоководные образования (например, граптолитовые сланцы силура, юрские глины и известняки с аммонитами Альп и т. д.).

Чрезвычайно характерна локализация участков вулканической деятельности внутри геосинклинальной зоны как целого.

Почти без исключений они локализуются во внутренних частях геосинклинальных зон, избегая их более или менее широких краевых участков, смежных с платформами. Весьма отчетливо такая локализация эффузий видна на Урале, в Альпах, Кордильерах, в Верхоянской геосинклинали и представляет хорошо выраженную закономерность. К сожалению, до сих пор не было попыток оценить ширину этих краевых, лишенных вулканизма, областей геосинклинальных зон. По-видимому, они варьировали от нескольких десятков километров до 100—150 *км*, вряд ли больше. Во внутренних частях геосинклиналей вулканизм, однако, не был распространен повсеместно, но сосредоточивался в определенных ареалах — вулканических очагах колоссальной силы, между которыми располагались крупные поля, лишенные эффузий. Напряженность вулканизма во внутренних частях геосинклинальных зон вообще весьма различна и индивидуальна. Наряду с зонами, где вулканизм выступает с необычайной мощностью (Кордильеры и Анды в мезозое, Урало-Сибирская зона в палеозое), существуют зоны, где его интенсивность относительно невелика (Средиземноморская зона в мезозое).

В геосинклинальных зонах вулканизм протекал и в виде *подводного трещинного эффузивного* и в виде *подводного, а также наземного эксплозивного* с изменяющимся коэффициентом эксплозивности. Состав магматической массы сильно варьировал как от одного вулканического очага к другому, так и в разные моменты жизни одного и того же очага. Все это породило не только накопление разнообразных лав, туфов, но и продуктов эксгаляционной и гидротермальной деятельности в виде кремнистых пород (яшм, фтанитов), руд Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, B и др. Поэтому, *когда мы говорим о вулканогенно-осадочном типе литогенеза в геологическом прошлом, мы имеем в виду прежде всего и главным образом именно геосинклинальный вулканизм.*

Было бы, однако, неправильным представлять себе геосинклинальное породо- и рудообразование целиком как вулканогенно-осадочное и в этом смысле противополагать его платформенному как чисто осадочному, как это стали делать некоторые геологи (и литологи). В любой геосинклинали за пределами действия вулканогенного процесса существовали более или менее значительные, а иногда огромные участки собственно осадочного породообразования, о чем говорят обширные зоны карбонатных и карбонатно-кремнистых толщ в палеозое Урала и Тянь-Шаня, в мезозое Кавказа, Альп и других геосинклинальных зон. Более того, внутри этих зон иногда возникали и длительно сохранялись на значительных площадях условия вялого тектонического режима, и тогда в гумидных условиях формировались чисто кварцевые пески, бокситы, осадочные железные руды, как это наблюдается, например, в девоне и нижнем карбоне Западного Урала, а частью и Восточного. Таким образом, геосинклинальные зоны в ходе своей истории переживали иногда такие моменты, которые по характеру тектонического режима напоминали гумидные площади платформ. Если область вялых тектонических движений приходилась на зону аридного климата, то в геосинклинальных зонах возникали даже галогенные толщи, как в триасе Альп, в верхней юре Кавказа, в верхней юре Анд и других местах. Но все такие «аномалии» встречались в общем не так часто. Обычно же за пределами эвгеосинклинальных зон с их напряженным вулканизмом осадконакопление было обломочным — пески, алевриты, глины. На вещественном составе этих пород мало отражались климатические условия их генезиса, ибо действие климата подавлялось здесь интенсивным тектоническим режимом, но зато породы несли ясный отпечаток влияния вулканического материала, либо поступавшего из соседних действующих вулканических толщ, либо возникавшего за счет размыва древних вулканических комплексов на многочисленных внутригеосинклинальных островах.

В послерифейской истории Земли имел место, как известно, последовательный рост платформенных участков за счет припаивания к ним смятых в складки зон геосинклиналей. *Это вызывало миграцию вулканогенно-осадочного процесса из одного региона в другой.* В каледонское время рост складчатых зон был небольшим, судя по площадям каледонид, поэтому и смещения вулканогенно-осадочного литогенеза ограничены, но в герцинское время — огромным. В результате герцинского горообразования на севере возникла колоссальная Лавразиатская платформа, противопоставляемая Гондване. Из геосинклиналей уцелел лишь Тетис и циркумпацифическое (тихоокеанское) кольцо. Соответственно в альпийское время сместились и очаги типичного вулканогенно-осадочного процесса. В результате альпийского орогенеза почти нацело замкнулся Тетис и часть тихоокеанского кольца. Зато возникла серия островных дуг и краевых морей, протянувшаяся от Берингова моря вдоль восточного побережья Азии к Австралии, где широко развит современный вулканизм. Он характерен также для западной полосы Северной и Южной Америки от Аляски до южной оконечности Южной Америки.

Из изложенного явствует, что во все послерифейское время наряду с климатическими типами литогенеза практически непрерывно, то усиливаясь, то ослабевая, существовал и вулканогенно-осадочный тип, наиболее характерно и полно развитый в геосинклинальных зонах, но мигрировавший по мере замыкания отдельных частей геосинклиналь-мигрировавший по мере замыкания отдельных частей геосиндлиналь-

4. Периодичность осадконакопления в послерифейские времена

Периодическое течение осадочного процесса в микромасштабе, т. е. на ограниченных участках, как известно, было установлено еще в 20-х годах А. Д. Архангельским (1923) для Русской платформы, на примере ее верхнего палеозоя, но сформулировано оно было в очень общей форме. Гораздо подробнее, глубже, методически интереснее эта периодичность была проанализирована М. С. Швецовым (1938) для динанта Московской синеклизы и соседних мест. Вопрос о периодичности осадочного процесса в глобальном масштабе, т. е. для всего континентального блока, был рассмотрен впервые Л. В. Пустоваловым (1940), который положил в основу своей концепции «мировые революции», дававшие каждый раз начало новому циклу осадочного породообразования, развивавшемуся далее по «схеме осадочной дифференциации». Мы видели выше ошибочность этой схемы и поэтому останавливаться на ней не будем.

После работы Л. В. Пустовалова мнения геологов по вопросу о макропериодичности разделились. Тектоническая группа ГИН'а во главе с Н. С. Шатским пришла (в 1951 г.) к отрицанию глобальной периодичности осадкообразования на континентальном блоке в целом, ибо считала, что лежащая в ее основе периодичность эпейрогенических движений и орогенических фаз отсутствует. Нужно сказать, однако, что аргументация такого негативного решения была более чем слабой. К тому же авторы ее понимали одновременность однотипных движений земной коры в сугубо жестких рамках, и это мешало им за отдельными деревьями видеть лес. Другую позицию занял автор этих строк, которому казались более отвечающими природе вещей более широкие представления Г. Штилле (а за ним и С. Н. Бубнова) о характере эпейрогенических движений земной коры. Суммируя наблюдения над ходом геологической истории, изложенные в «Основах исторической геологии» (1948), автор в 1949 г. разработал схему, изображенную на фиг. 96.

В последние 20 лет вопрос о глобальной периодичности осадкообразования отошел на второй план и не привлекал внимания советских геоло-

гов. Но недавно он стал вновь обсуждаться и притом с позитивных позиций. Уже после написания этой книги вышли работы А. А. Пронина (1969а, б), посвященные каледонскому и герцинскому циклам тектонической истории Земли, в которых на базе количественного учета перерывов и несогласий, более чем в 3000 разрезах, рассеянных по всему лику Земли, утверждается, что *периодичность в тектоническом режиме Земли все же существует*. «Перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия, соответствующие моментам абсолютных поднятий поверхности Земли и проявлению складчатостей, распределены в ... палеозое не беспорядочно, а сосредоточиваются во всех районах распространения палеозойских отложений в определенных относительно неширокихинтервалах стратиграфического разреза. Такое сгущение ... свидетельствует о наличии в хронологических рамках (палеозойской. — *Н. С.*) ... структурной эволюции земной коры эпох повышенной тектонической активности, выражающейся в учащении в эти эпохи поднятий и погружений земной коры, в интенсификации процессов складкообразования и создании разрывных нарушений. Тектонические эпохи разделяются периодами относительного тектонического покоя, когда основной тенденцией в динамике земной коры является ее погружение» (Пронин, 1969а, стр. 3). Продолжительность тектонических эпох в палеозое показана в табл. 46.

Таблица 46

Продолжительность тектонических эпох в палеозое
(по А. А. Пронину, 1969б)

Тектоническая эпоха	Границы эпох, млн. лет	Длительность эпох, млн. лет	Тектоническая эпоха	Границы эпох, млн. лет	Длительность эпох, млн. лет
Позднегерцинская	230—210	20	Позднекаледонская	415—385	20 (?)
Уральская	285—265	20	Таконская	445—425	20
Судетская	315—305	10	Салаирская	515—480	35
Бретонская	350—335	15			

Таким образом «длительность тектонических эпох варьировала от 10 (Судетская) до 35 (Салаирская) млн. лет, составляя в среднем 20 млн. лет, а продолжительность периодов, разделяющих тектонические эпохи, была в среднем 30 млн. лет» (Пронин, 1969б, стр. 130).

Сопоставляя для палеозоя эти тектонические эпохи А. А. Пронина с теми орогеническими фазами, которые описаны мною в «Основах исторической геологии», нетрудно видеть, что они весьма близки друг к другу. В моих представлениях орогеническая эпоха была также сложным и длительным явлением, состоящим из серии отдельных актов (фаз), неодновременно (или лишь частично одновременно) проявлявшихся на разных участках континентов (Страхов, 1948, т. I, стр. 223). Только число отдельных актов внутри одной орогенической эпохи оказалось, по наблюдениям А. А. Пронина, бо́льшим (что и естественно, учитывая развитие знаний), а применение метода абсолютной хронологии позволило впервые наметить абсолютную длительность тектонических (=орогенических) эпох, которая оказалась больше, чем это представлялось мне ранее. В словах А. А. Пронина, что «ритмичность тектонических движений описанного типа имела только качественный характер и выражалась в чередовании периодов преобладающего погружения земной коры, сопровождающегося трансгрессиями морей и накоплением в них осадков (талассократические эпохи) и эпох общего поднятия и складчатостей в геосинклинальных областях (геократические тектонические эпохи)» (там же, стр. 130, 131), в точ-

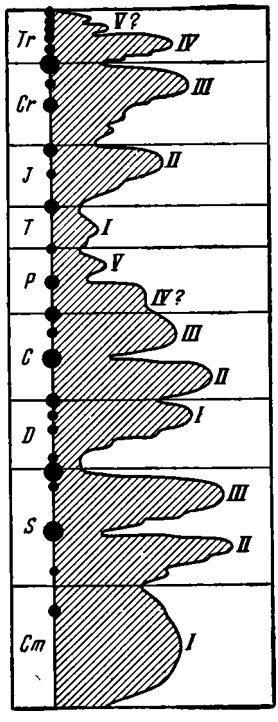
ности воспроизводятся идеи, пронизывающие «Основы исторической геологии» и статью о периодичности (Страхов, 1948, 1949). Большую заслугу А. А. Пронина составляет в данном случае то, что под качественные констатации в работах автора этих строк (1949), основанные на общем обзоре палеогеографических карт, он подвел фундамент обширных количественных наблюдений, показав одновременно, что абсолютная длительность тектонических (орогенических) эпох больше, чем это казалось ранее.

С этими поправками и воспроизводятся далее представления о периодичности осадконакопления, сложившиеся у автора этих строк более четверти века назад. Поскольку никаких других графических изображений периодичности с той поры не появилось, я пользуюсь диаграммой 1950 г. (см. фиг. 96). Добавлю, что С. В. Тихомировым (1965, 1967, 1969) неоднократно высказывались утверждения о соответствии этой диаграммы истории девона Русской платформы и других мест территории СССР.

С конца альгонка до настоящего времени на площади континентального блока имели место, по крайней мере, 12—13 крупных трансгрессий морского осадконакопления, разделенных таким же количеством промежуточных моментов, когда осадкообразование, напротив, резко сокращалось, регрессировало (см. фиг. 96). Это трансгрессивные волны: нижне- и среднекембрийская, ордовикская, готландская, средне- и верхнедевонская, динантская и т. д., вплоть до неогеновой. В каледонском этапе различаются всего три (?) крупные волны трансгрессии, в герцинском — четыре-пять и столько же в альпийском. Более или менее синхронично с этими морскими трансгрессиями возникали (или расширялись) ареалы континентального осадконакопления.

Перечисленные эпохи погружений и расширений седиментационных ареалов разделяются более кратковременными моментами резко выраженных и весьма широко (иногда повсеместно на континентах) распространенных регрессий, с которыми хронологически совпадают более или менее крупные (и длительные) орогенические фазы в отдельных, иногда многочисленных и далеко друг от друга удаленных частях геосинклиналей. Эти орогенические фазы как бы завершают каждую из длительных и сложно построенных макроволн трансгрессий, что хорошо видно на эпейрограмме (фиг. 96). Иногда описываемым макроволнам осадконакопления отвечает несколько (две-три) орогенических фаз. В структуре земной коры орогенические фазы постепенно формируют новые складчатые зоны, возникающие за счет определенных участков геосиклиналей.

Характерно, что резкие расширения ареалов осадконакопления в отдельные эпохи (как нижне- и среднекембрийская, ордовикская, готландская, средне- и верхнедевонская и т. д.) приурочиваются



Фиг. 96. Изменения площадей осадкообразования в послеальгонкской истории современных континентов (волны трансгрессий и регрессий) (по Н. М. Страхову, 1950).

Черные кружки — орогенические фазы разной силы

в главной, подавляющей своей части к площадям платформ, в геосинклиналях же сказываются в очень скромной степени. Это обстоятельство отчетливо вскрывается при обзоре строения осадков любой системы и было уже отмечено мной в «Основах исторической геологии» (1948). Получается парадоксальная на первый взгляд картина: малоподвижные, устойчивые платформы переживают серии обширных и быстро протекающих трансгрессий и регрессий, подвижные же и сложно построенные геосинклинальные зоны отличаются малой изменчивостью общей суммарной площади осадконакопления при значительной изменчивости в деталях. В действительности, однако, ничего ни парадоксального, ни непонятного в описанной картине нет. Рельеф малоподвижных платформ был плоским, поэтому даже незначительные опускания их вызывали быстрое затопление морем огромных площадей — крупные трансгрессии, а незначительные поднятия приводили к соответственно крупным обсыханиям обширных пространств — крупным регрессиям. Геосинклинальные же зоны именно в силу резко расчлененного рельефа (по вертикали) даже при значительных вертикальных движениях лишь сравнительно очень слабо расширяли или (соответственно) сужали суммарную площадь осадкообразования, ибо при резких уклонах морского дна и суши горизонтальная проекция даже крупных вертикальных движений вверх — вниз оказывается малой. Так, свойства платформ и геосинклиналей привели к тому, что в истории Земли именно платформенные области были главными областями, где реализовались периодические расширения и сокращения ареалов осадконакопления. Геосинклинальные же зоны были областями устойчивого и для каждого тектонического этапа относительно мало изменчивого (по суммарному ареалу) осадкообразования.

При всех послеальгонкских даже самых больших трансгрессиях моря на платформы последние никогда не покрывались морскими водами целиком на всей их поверхности, но затоплялись в относительно очень небольшой степени.

Сейчас затруднительно дать точную достоверную оценку затопляемости платформ. Но если отправляться, например, от существующих палеогеографических карт, то получится, что затопляемые морем участки платформ, взятые в целом, составляли не более одной четверти — одной трети всей их площади. Если даже мы присчитаем к ним ареалы сохранившихся континентальных осадков, то и тогда эти цифры не изменятся сколько-нибудь заметно. Это значит, что платформенные площади даже в моменты максимального развития трансгрессий и ареалов осадконакопления вообще были преимущественно областями денудации и сноса седиментационного материала. В этом отличие их от геосинклиналей, у которых, судя по всему, главная часть площади всегда представляла собой область аккумуляции, а суммарная размываемая территория внутригеосинклинальных островов, видимо, значительно уступала ареалам седиментации.

В течение каждой из 12—13 трансгрессивных волн, имевших место в послеальгонкской истории Земли, возникла в большей или меньшей степени вся гамма известных сейчас типов осадочных пород, а также все их основные динамические комплексы. Вначале — в краткий период развертывания трансгрессий — образуется характерный *трансгрессивный комплекс;* эпохе стабильного стояния моря отвечает свой «*стабильный*» *комплекс*; эпохе регрессии — *регрессивный комплекс*; на участках, особо активно колеблющихся, образуется *осадочно-эффузивный комплекс* (отвечающий трансгрессивному+стабильному); на участках с весьма замедленными колебательными движениями — *кора выветривания.* При повторении макроволн гамма пород и динамических комплексов повторяется в сходной (но не тождественной) последовательности, с некото-

рыми неизбежными отличиями количественного и качественного характера.

Таким образом, каждое из 12—13 послеальгонкских расширений седиментации может быть названо *основным, или элементарным, осадочным ритмом*, определяющим периодическую смену пород в послеальгонкской истории континентального блока. *Это как бы естественные историко-геологические этапы послеальгонкского осадконакопления на площади континентального блока.*

В ходе каждого основного осадочного ритма отмечается закономерная смена петрографических типов осадочных пород (фиг. 97). В начальную трансгрессивную стадию ритма (*А*) среди обломочных пород преобладают более грубозернистые разности их: конгломераты, пески, алевриты; глины не отсутствуют, но играют все же совершенно подчиненную роль. В разделе органогенных и химически осажденных пород в стадию *А* главенствуют отложения Fe, Mn, P, Al_2O_3 (бокситы), глауконит; остальные члены (карбонатные породы, угли, галогенные породы) встречаются спорадически и для этой стадии ритма не характерны.

В эпоху стабильного стояния моря (стадия *Б*) среди осадочных пород на первое место выдвигаются глины, за которыми следуют алевриты; пески и особенно конгломераты отходят далеко на задний план. Среди химически осажденных и органогенных пород подавляющее господство в стадию *Б* принадлежит карбонатным и кремнистым породам, частью морским битуминозным осадкам. Концентрации Fe, Mn, P, угля, соли также встречаются в это время, причем они связаны с периферическими частями бассейна и с колебаниями его береговой линии, но в общей массе химического и биогенного осадконакопления играют совершенно подчиненную роль и для стадии *Б* не типичны.

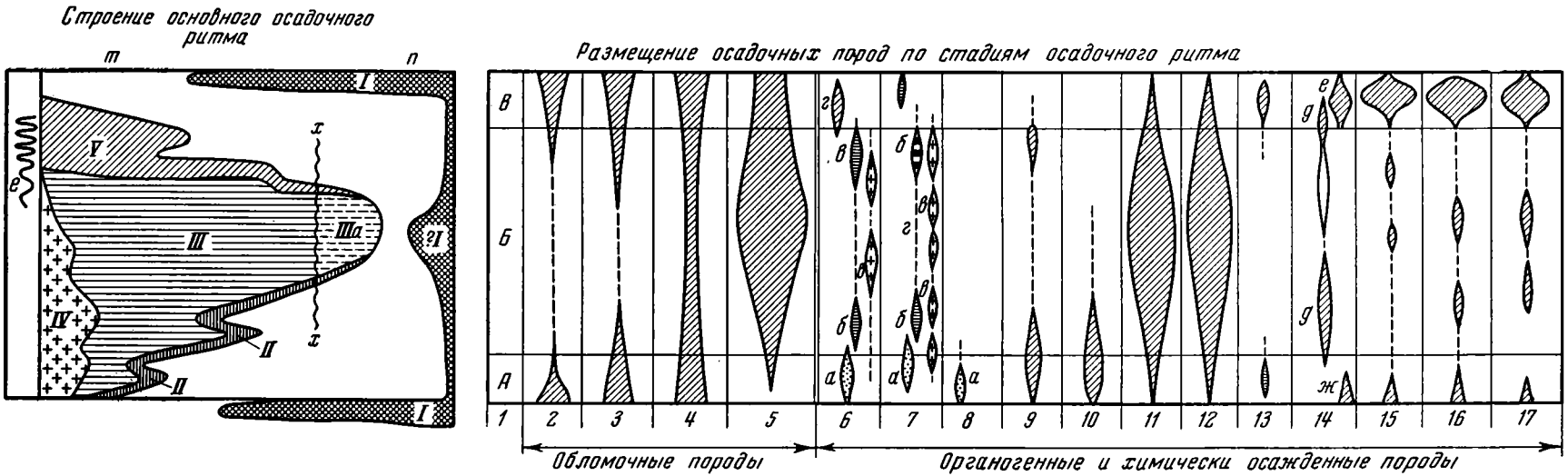
В заключительную стадию *В* ритма — в эпоху регрессии и поднятий — среди обломочных пород все возрастающее значение вновь приобретают грубозернистые разности. В разделе органогенных и химически осажденных пород стадии *В* преобладают угли, соли, медистые песчаники, среди железных руд— сидериты.

Подчеркнем, что конкретный набор пород в стадиях *А*, *Б*, *В* варьирует и определяется тем, в какой климатической зоне осуществляется породообразование.

Все эти чисто количественные изменения в соотношениях пород в пределах практически одного и того же литологического спектра являются первым фактором, придающим индивидуальный характер осадконакоплению в разные стадии ритма, создающим, так сказать, новые качества осадкообразования по мере развития каждого осадочного ритма.

Одновременно с количественными изменениями в отношениях разнотипных пород имеет место и другой, на первый взгляд малозаметный и и иногда пропускаемый процесс: медленные изменения в химическом составе, текстуре и структуре одноименных пород (или пород одного и того же типа). Пески, отложившиеся в стадиях *А*, *Б* и *В*, несмотря на внешнее сходство, никогда не бывают тождественными друг другу. При детальном исследовании всегда можно найти между ними отличия по списку минералов, типу цемента, органическим включениям и т. д.

То же касается глин и особенно известняков, углей, руд Fe, Mn, Al и других; ни одна из этих пород, строго говоря, не повторяется с одними и теми же признаками и свойствами, но всегда так или иначе изменяется. К сожалению, при современном состоянии знаний трудно установить объем и значимость этих непрерывно идущих изменений состава, текстуры и структуры однотипных пород в течение каждого ритма, равно как и установить направленность этих изменений. Но само существование их не подлежит сомнению и представляет крупный принципиальный интерес. Медленно протекающая трансформация одноименных пород является вто-



Фиг. 97. Схема строения основного осадочного ритма послерифейского литогенеза (по Н. М. Страхову, 1950)

I — кора выветривания;
II — трансгрессивный комплекс;
III — стабильный комплекс;
IIIа — уничтоженная размывом его часть;
x—x — граница размыва;
IV — эффузивно-осадочный комплекс;
V — регрессивный комплекс.
А — стадия трансгрессии;
Б — стадия стабильного состояния моря;
В — регрессивная стадия;
1 — последовательность динамических комплексов;
2 — конгломераты;
3 — пески;
4 — алевриты;
5 — глины;
6 — железные руды: *а* — оолитовые гидрогетит-шамозитовые, *б* — сидеритовые морские, *в* — эффузивно-осадочные, *г* — сидериты угленосных толщ;
7 — марганцовые руды: *а* — оолитовые, *б* — карбонатные среди осадочных пород, *в* — эффузивно-осадочные;
8 — бокситы: *а* — бобовые;
9 — глауконит;
10 — фосфориты;
11 — карбонатные породы;
12 — кремнистые породы;
13 — накопления меди;
14 — горючие сланцы: *д* — морского типа, *е* — то же угленосных толщ, *ж* — лагунного типа;
15 — гипсы;
16 — каменная соль;
17 — калийные соли

рым обстоятельством, накладывающим индивидуальный отпечаток на осадкообразование разных моментов одного и того же осадочного ритма, формирующим новые его качества.

Таким образом, резкие количественные изменения в соотношениях разноименных пород и непрерывные изменения состава, структуры и текстуры одноименных осадочных образований — вот частные процессы, обусловливающие общую эволюцию осадкообразования внутри каждого из тех 12—13 основных осадочных ритмов, которые слагают послеальгонкскую седиментацию континентального блока как целого.

Добавим, что абсолютная длительность каждого из 12—13 основных осадочных ритмов составляет обычно несколько десятков миллионов лет (порядка 20—35).

Описанные черты осадкообразования в ходе основного осадочного ритма наиболее ясно проявляются в истории полно образованных ритмов: готландского, девонского, юрского, верхнемелового. Другие осадочные ритмы более или менее отличаются от охарактеризованной схемы. Эти отличия идут по двум направлениям. *Во-первых*, большинство ритмов беднее полного по набору пород. Например, в трансгрессивной серии выпадают то железо, марганец, фосфор, глинозем (руды), то угли, гипсы; в срединной части ритма могут отсутствовать, например, битуминозные породы, а также малые акцессорные породы (угли, соли, гипсы); особенно часто сокращается верхняя регрессивная часть ритма, иногда она вовсе отсутствует; в других же случаях она, напротив, очень резко развита, что особенно характерно для ритмов конца тектонических этапов. *Во-вторых*, подавляющее большинство основных осадочных ритмов построено гораздо сложнее охарактеризованного полного ритма. Как правило, в эпоху стабильного стояния бассейнов на отдельных участках их имели место колебательные движения, так сказать, второго порядка, вызывающие неоднократную смену пород. Эти местные движения, порой достаточно обширные по площади, естественно, сильно затемняют общую картину смены пород в основном осадочном ритме, расчленяя его локально на несколько более мелких ритмов. Таким образом, охарактеризованный выше полный осадочный ритм дает общую идеализированную схему процесса, которая более или менее явственно наблюдается в конкретных ритмах, но всегда при этом несколько видоизменяется. Старая истина: *исторически следующие один за другим осадочные ритмы, как и все периодические явления в природе, только более или менее сходны, но отнюдь не тождественны друг другу.*

Наряду с основными осадочными ритмами в истории Земли имеется ритмичность как более короткого по длительности, так и более крупного масштаба.

Более дробная ритмичность демонстрируется сложением паралических угленосных толщ и флишевых свит, во многих случаях — строением наплатформенных морских осадков, например палеозоя Русской платформы, на что уже давно обращали внимание М. С. Швецов, Ю. А. Жемчужников с сотрудниками, В. П. Флоренский, И. В. Хворова, Л. М. Бирина и др. По периодам времени, в течение которых заканчиваются такие ритмы, они весьма различны, обнимая в одних случаях сотни тысяч лет, в других — десятки, в третьих — тысячи и т. д., спускаясь до годичной сезонной ритмичности. Можно отметить одну характерную черту этих дробных ритмов. Чем мельче ритмы, тем, как правило, на меньшую площадь земной поверхности они распространяются, тем у́же петрографический спектр образующих их пород, но зато нагляднее проявляется ритмичность. Годичный ритм седиментации, порождающий микрослоистость осадка, с этой точки зрения является естественным пределом, ибо в нем чередуются, в сущности, лишь два петрографических типа пород.

Признаки периодичности более крупного масштаба, чем основные осадочные ритмы, имеются в строении тектонических этапов: альпийского, герцинского, каледонского и, вероятно, других, более ранних. Но периодическое течение осадкообразования, отвечающее этапам, выражено в гораздо более общей, расплывчатой и неопределенной форме, чем периодичность осадкообразования, свойственная основным осадочным ритмам. Она констатируется лишь на некоторых, а не на всех типах осадочных пород и явно имеет характер производной от периодичности осадочных ритмов. Все эти обстоятельства и заставляют принимать в качестве основного осадочного ритма не тектонические этапы с их длительностью в $150—175 \times \times 10^6$ лет, а гораздо меньшие макроколебательные движения земной коры с длительностью в $20—35 \times 10^6$ лет, порождающие последовательные волны трансгрессий и регрессий на поверхности континентов [1].

5. Следы эволюции физико-химических условий в послерифейские времена

Чтобы закончить историко-геологическую характеристику общего хода послерифейского осадочного породообразования, остается коснуться вкратце эволюции некоторых физико-химических черт гидро-, атмо- и биосферы тех времен.

Сейчас может считаться установленным, что к началу кембрия морская вода приобрела все характерные основные свои черты: это был хлоридно-сульфатный натриево-магниевый раствор, в котором в весьма незначительном количестве содержались многие компоненты: Fe, Mn, Al, SiO_2 и микроэлементы. Содержание газовых компонентов — CO_2 и O_2 — в воде, однако, к началу кембрия было заметно иным, чем в современный момент: количество CO_2 — и соответственно щелочной резерв воды — были значительно большими, а концентрации O_2 — меньше, чем сейчас. Этим отличиям в содержаниях газов в морской воде отвечали и несколько иные количества CO_2 и O_2 в атмосфере.

Главным и решающим фактором в физико-химических равновесиях на поверхности планеты в послерифейские времена был переход жизни из океана на сушу.

Как было показано выше (см. гл. II), уже с начала палеозоя «живое вещество» выходит из моря на сушу и «расползается» по ней, образуя наземную флору и фауну; при этом оно занимает почти исключительно площади гумидных климатов, особенно низкоширотных с повышенной температурой и влажностью; в аридные же оно едва «заглядывает». *Завоевание континентов сопровождается резким возрастанием общей массы живого вещества; она, по крайней мере, удваивается.* В океанах также продолжается рост биомассы и расползание живой материи по дну; бентос захватывает все новые участки глубокого дна; продвигается в пелагическом направлении и планктон, что, несомненно, также увеличивает биомассу морских организмов. В целом, за относительно короткий промежуток времени «живое вещество» количественно возрастает, вероятно, не менее чем в 3—3,5 раза.

Увеличение биомассы сопровождается усложнением ее качественного состава и, что особенно важно, использованием организмами ряда минеральных компонентов для построения наружного и внутреннего скелета: SiO_2, $CaCO_3$, $SrSO_4$, фосфатов, $MgCO_3$, $BaSO_4$; ряд малых элементов (Cu,

---

[1] Эта оценка, сделанная автором еще в 1949 г., полностью совпадает с оценкой, данной двадцать лет спустя А. А. Прониным, использовавшим данные абсолютной геохронологии.

V и др.) используется в метаболизме клеток, участвуя в строении сложных металлоорганических соединений (гемоцианин и др.). *Тем самым в огромной степени увеличивается воздействие биоса на всю геохимию океанов и атмосферы.*

Резкий рост биомассы («живой материал») вызвал нарастающую убыль CO_2 и соответственно прирост свободного кислорода в атмосфере. *Постепенно формируется современный ее состав*, в котором 78% (по объему) составляет азот, 21% — кислород и лишь 0,03% — CO_2.

Аналогичные перемены произошли в составе газовых компонентов гидросферы, где также уменьшалось содержание CO_2 и соответственно увеличивалось O_2. *Это означало резкий рост* Eh и pH *морской воды. Она становилась все более щелочной и окисляющей по мере приближения к современности.*

Все эти изменения отразились на характере осадконакопления в разные моменты послерифея, на усиленном формировании углей и прочих накоплений органического вещества в осадках, а также на карбонатообразовании, в частности доломитонакоплении, что было отмечено выше при описании гумидного и аридного типов литогенеза. Сколько-нибудь отчетливых и достоверных следов эволюции вулканогенно-осадочного породообразования за все послерифейское время установить пока не удается.

6. Схема эволюции внешних геосфер и осадочного процесса в истории Земли

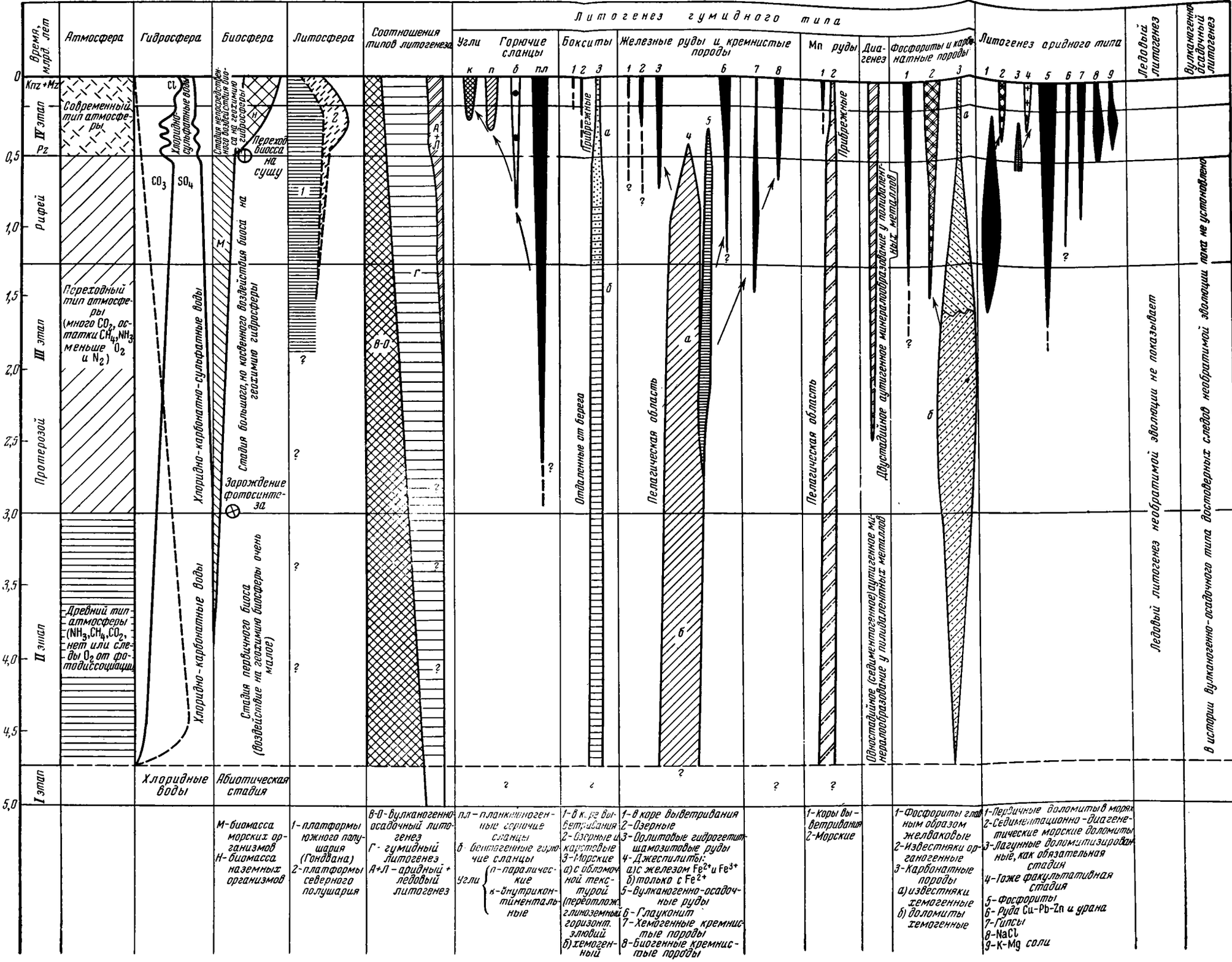
В предыдущем даны были глобальная схема современного литогенеза и картина его в послерифейские времена. И то, и другое мы знаем сейчас уже достаточно определенно, причем в ходе развития науки число спорных проблем постепенно сокращается. Я не касаюсь здесь тех надуманных дискуссий, которые возникают порой по уже решенным вопросам и являются результатом печального недоразумения.

Спрашивается, а как обстояло дело в рифейские и еще более древние времена?

Ответ пока еще только ожидается. Несомненны два обстоятельства: 1) что литогенез протекал тогда в иной форме, чем сейчас или в послерифейские времена, и в тем более отличной, чем к более древним эпохам обращаемся, 2) что развитие (эволюция) осадочного породообразования в те отдаленные эпохи, как и в последующие, была неотрывно связана с развитием гидросферы и атмосферы и без учета их изменений во времени понята быть не может. В 1963 г. автор рассмотрел подробно, с одной стороны, достоверные данные относительно эволюции гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного процессов за исторический период развития Земли, с другой — дал общую гипотетическую схему эволюции внешних геосфер и осадочного процесса для всей истории Земли в целом. Суть концепции достаточно ясна из фиг. 98 и объяснять ее здесь излишне.

Позволю себе только привести краткое ее резюме.

Первичная атмосфера, изобиловавшая CO_2, аммиаком и метаном и лишенная заметных количеств O_2, превратилась постепенно в тело, на 78% состоящее из N_2 и на 21% из O_2, к которым подмешано лишь ничтожное количество CO_2 (0,03%). В первую половину геологической истории освобождение от NH_3 и CH_4 шло за счет кислорода, возникшего путем фотодиссоциации преимущественно в верхних слоях атмосферы, и протекало очень медленно и малоэффективно. Во вторую половину, или за последние 3×10^6 лет, к этому процессу присоединилась фотосинтезирующая деятельность растений, что резко усилило и ускорило преобразование атмосферы; именно фотосинтезу, по-видимому, и обязана атмосфера своим современным составом, на что давно указывал В. И. Вернадский.



Фиг. 98. Схема эволюции внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли (по Н. М. Страхову, 1963)

Первичная гидросфера представляла собой раствор сильных кислот — HCl, HF, к которым присоединялись H_2CO_3 и, может быть, небольшие массы H_2SO_4.

Усреднение сильных кислот на азойском этапе эволюции породило кислые хлоридные воды, причем их низкий pH после усреднения обусловливался обилием слабой угольной кислоты (H_2CO_3). На архейском этапе эти кислые (за счет H_2CO_3) воды, постепенно обогащаясь карбонатами Ca, Mg, частью Fe, превратились в хлоридно-карбонатные. На протерозойском этапе благодаря окислению разных форм серы вулканических эксгаляций воды обогатились сульфатами и стали менее кислыми — хлоридно-карбонатно-сульфатными. На последнем же, послерифейском этапе карбонаты в составе солей резко убыли (из-за убыли CO_2 в атмосфере), и воды постепенно превратились в щелочные хлоридно-сульфатные. Таким образом, *развитие вод гидросферы шло от сильно кислых к щелочным.* Анионный состав солей морской воды — вулканогенный; катионный получен преимущественно выветриванием пород водосборных площадей.

Первичный литогенез по типу своему приближался к вулканогенно-осадочному, на участках же, далеких от центров извержений, был гумидообразным. Тектоническая эволюция Земли, в частности развитие платформ и континентальных площадей, привела во вторую половину геологической истории к обособлению аридного и ледового типов. Одновременно роль вулканогенно-осадочного литогенеза упала, и на первый план по значению выдвинулись типы климатические. Химическая жизнь гидросферы стала поддерживаться не столько за счет ювенильного материала, поступающего в результате дегазации мантии, сколько за счет H_2O и CO_2, возрожденных в процессах метаморфизма.

Первичное (*азойское*) хемогенное осадконакопление было, вероятно, бескарбонатным, кремнеземным, с которым ассоциировались основные хлориды железа, марганца, сульфиды тяжелых металлов и фториды кальция, магния, алюминия, железа (?). На *археозойском* этапе оно сменилось одностадийным закисным доломито-джеспилитовым: на протерозойском — *двухстадийным окисно-закисным доломито-джеспилитовым;* на историческом этапе — *двухстадийным углисто-карбонатно-галогенным при сильном не только косвенном, но и прямом, непосредственном воздействии на осадконакопление органического мира.* В общем же диапазон осадконакопления все расширялся, и в осаждение вовлекались все более растворимые соединения.

При этом характерно изменялись соотношения между хемогенной и биогенной седиментацией. На начальном этапе эволюции снос в море терригенного материала с небольших островов был мал, растворов же (из-за обилия CO_2 в атмосфере) — велик. В бассейнах поэтому преобладала хемогенная седиментация при отсутствии биогенной. В дальнейшем благодаря резкому росту континентальных площадей терригенная седиментация все усиливалась и на историческом этапе стала господствующей, отодвинув хемогенные процессы на второй план. Одновременно резко усилилось и биогенное осадкообразование, также все сильнее подавляя хемогенный процесс. Таким образом, *в истории Земли ярко выступает прогрессирующее вытеснение хемогенной седиментации частью терригенной, частью биогенной и складывается* тот баланс осадкообразования в морских водоемах вообще, о котором говорилось в гл. I этой части. *Одновременно скорость осадконакопления, по-видимому, всё возрастала параллельно усилению геоморфологической расчлененности земной поверхности.*

Выделенные четыре этапа эволюции химико-биогенного осадкообразования нужно понимать лишь как самые общие, крупные стадии этого процесса, аналогичные, например, докембрию, палеозою, мезозою и кайнозою в развитии жизни. Внутри каждого из основных этапов со време-

нем, вероятно, возможно будет выделить более мелкие периоды, эпохи, отличающиеся более дробными чертами прогресса осадкообразования. Но при современном недостаточном уровне знаний в этой области такой дробной периодизации даже для исторического этапа сделать еще нельзя. Это одна из важнейших задач будущего.

Нельзя не обратить внимания на чрезвычайную медленность развития литогенеза в истории Земли, гораздо бóльшую, чем, например, тектонических процессов и особенно — органического мира. Это обстоятельство наглядно обнаруживается из следующих сопоставлений. Кайнозой в развитии организмов обнимает примерно 40×10^6 лет, альпийский этап в тектоническом развитии коры — приблизительно 150×10^6 лет, а последний этап эволюции осадочного процесса — около 500×10^6 лет.

Неодинаковая быстрота исторического развития разных геологических процессов объясняет некоторые стороны эволюции самой геологической науки и отсюда — состояние наших знаний. В частности, не случайной оказывается последовательность распространения эволюционной идеи в геологии. Раньше всего, еще в 70-х годах XIX в., необратимое развитие было открыто на палеонтологических объектах (В. О. Ковалевский, Л. Долло и др.), что прямо отвечает максимально быстрой эволюции органического мира в истории Земли. Позже, в 1900 г., была установлена необратимая эволюция тектонической структуры Земли (теория геосинклиналей Г. Ога), вскрытая в ряду явлений, исторически медленнее развивавшихся. Что же касается необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли, то хотя единичные высказывания в этом направлении появляются с 90-х годов XIX в. (И. Вальтер), однако реальная работа в этой области началась и конкретные доказательства необратимой эволюции были получены лишь в 30—50-х годах XX в.

глава V

О НЕКОТОРЫХ НОВЫХ ИДЕЯХ В ОБЛАСТИ ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА ЗА ПОСЛЕДНИЕ ПЯТНАДЦАТЬ ЛЕТ

Выделение четырех типов литогенеза встретило, судя по литературе, признание большого числа литологов. Но в то же время появились и критические замечания в адрес теории и, что еще важнее, попытки изменить объем некоторых из выделенных типов, наконец выставить иные принципы подхода к исследованию литогенеза. Настоящая глава посвящена разбору этих новых идей.

1. Об объеме литогенеза вулканогенно-осадочного типа: бокситы

Наиболее интересным вопросом, возбудившим прения, оказался вопрос об объеме вулканогенно-осадочного типа и, следовательно, о роли вулканизма в осадочном породообразовании вообще — в настоящем и прошлом. То, что к этому типу следует относить все вулканические, пепловые, туфовые, туффитовые комплексы, спора не вызывает. Но как поступать с аутигенными накоплениями — остается в ряде случаев неясным. Какие из этих накоплений следует считать нормально-осадочными, возникшими за счет выноса материала с суши, и какие вулканогенно-осадочными, образованными за счет гидротерм и эксгаляций? В зависимости от того или иного решения этого вопроса может резко изменяться объем как гумидного, так и вулканогенно-осадочного типа литогенеза (и рудогенеза).

В настоящее время, по-видимому, общепризнано, что железные и марганцовые руды, фосфатопроявления, а также руды Pb, Zn, Cu, *подчиненные непосредственно вулканогенно-осадочным комплексам, являются достоверно вулканогенно-осадочными.* Это тот самый объем аутигенных вулканогенно-осадочных накоплений, который был в краткой форме охарактеризован мною еще в монографии по железным рудам (Страхов, 1947а) под названием аклиматических эффузивно-осадочных руд. Долгое время эта группа не привлекала к себе внимания исследователей, но с середины 50-х годов вдруг началось увлечение ее исследованием, которое, подобно физико-химическим концепциям в 30-х годах, стало развиваться лавинообразно, захватывая все бóльшие круги литологов. При этом появилась тенденция к существенному расширению набора пород, включаемых в этот тип.

Первым объектом «расширительных» тенденций стали бокситы геосинклинального типа. Первоначальная идея такого рода была высказана в 1938 г. Н. А. Штрейсом, но внимания не привлекла. В 1948 г. ее пытался реализовать А. В. Пейве на примере североуральских

бокситов Красной Шапочки, но опять безуспешно, ибо бокситчики и литологи к этой гипотезе отнеслись более чем холодно. Перелом наступил лишь после того, как К. К. Зеленовым была собрана взвесь в приустьевых частях речек, сбрасывавших в Охотское море гидротермальные воды курильских вулканов. Гипотеза вулканогенно-осадочного бокситообразования получила как будто некоторую видимость обоснованности. Говорю «видимость», ибо ни вблизи Курил, ни вблизи индонезийских вулканов в морских отложениях бокситов все же найдено до сих пор не было, и вся вообще дальнейшая — после выноса — история Al_2O_3 в море не была изучена, хотя прошел уже десятилетний срок после первого открытия Al_2O_3 во взвесях. Странно, что К. К. Зеленовым не были даже взяты образцы грунтов рисовых полей, куда стекали гидротермальные воды одного из исследованных им вулканов Индонезии и где следовало ожидать накопления свободного глинозема. Таким образом, работы К. К. Зеленова (1960а, б, 1963) никак не обосновали реальности бокситообразования среди рифовых толщ геосинклиналей. Не может пока считаться поддержкой этой гипотезы и обнаружение в 1966 г. Л. Н. Котовой диаспоровых конкреций в континентальной эффузивной толще Тарбагатая, ибо конкреции эти количественно отнюдь не представляют месторождения, генезис же их так и остался нераскрытым, да и залегают они совсем не в той ассоциации, что реальные геосинклинальные бокситы. В 1967 г. И. В. Дербиковым описаны находки диаспоровых тел в метаморфизованных нижнепалеозойских породах Алтая и Урала. Но все это также еще не месторождения; бокситы находятся внутри туфогенных толщ, а не далеко за их пределами, среди известняков и рифовых толщ. В последнее время А. С. Калугиным (1967) высказана совсем иная концепция о связи вулканизма с геосинклинальными бокситами, приуроченными к рифовым толщам. Связь эта состоит в том, что очаги эксплозивного вулканизма с веществом андезитового состава извергали массу пеплов, оседавших частично в лагунах приподнятых рифовых островов. В условиях теплого гумидного климата эти пеплы быстро и глубоко выветривались, давая бокситы. В этой остроумной гипотезе, примыкающей, по признанию ее автора, к латеритно-осадочной, все ладится хорошо, за исключением обломочной структуры по крайней мере некоторых геосинклинальных бокситов. К тому же это совсем не то, что предполагали Н. А. Штрейс, А. В. Пейве и К. К. Зеленов. *Это нормальная латеритно-осадочная, а не вулканогенно-осадочная гипотеза,* что признает и автор ее.

Существуют три обстоятельства, которые тщательно игнорируются сторонниками вулканогенно-осадочного генезиса бокситов. *Первое* состоит в том, что гидротермальные воды наряду с Al_2O_3 содержат много SiO_2, которая в процессе усреднения кислых вод неизбежно рано или поздно свяжет глинозем в алюмосиликат. Такое связывание в условиях поверхности Земли — реальный и давно известный факт; им обусловлена ресилификация древних бокситовых месторождений, проявляющаяся в большей или меньшей степени. Когда SiO_2 в гидротермальном растворе резко преобладает над Al_2O_3, а это наиболее частый случай, ясно, что условий для генезиса бокситов нет. При преобладании Al_2O_3 над SiO_2, что также встречается в гидротермальных водах, бокситообразование возможно, но, как правильно указал И. В. Дербиков (1967), в сильно ослабленной степени, причем сами бокситы будут подчинены вулканогенно-осадочным, но отнюдь не карбонатным и не рифовым толщам. *Во-вторых,* сторонники вулканогенно-осадочного генезиса весьма мало заботятся о том, как «прогнать» огромные количества Al_2O_3 (и соответственно TiO_2) через большие пространства морской воды, для того, чтобы эти компоненты достигали рифовых участков и вообще известковых отложений и не потерялись (т. е. не осели) по пути к рифовым зонам. В этом вопросе ничего не сделано и не делается. *В-третьих,* в геосинклинальных бокситах, кроме тонкораспылен-

ного TiO_2, всегда присутствует TiO_2 в виде зерен титаномагнетита, ильменита и других минералов явно кластического происхождения. Как понять их появление здесь? И в данном случае сторонники вулканогенно-осадочного генезиса геосинклинальных бокситов безмолвствуют.

За последнее время, впрочем, в центре, откуда пошло увлечение вулканогенно-осадочной гипотезой, а именно в ГИН'е АН СССР, произошло как будто некоторое охлаждение к ней, по крайней мере у литологов. Во всяком случае, в статье В. Н. Григорьева (1968) о бокситах написано: «В отличие от железных и марганцовых руд, которые формировались при эндогенных, вулканогенно-осадочных и экзогенных процессах, все известные месторождения бокситов в геосинклинальных областях, как и на платформах, образовались в процессе выветривания. Вулканизм по отношению к бокситам являлся главным образом поставщиком наиболее легко бокситизируемого первичного алюмосиликатного материала, как в виде пепла, так и в виде вулканомиктового материала. Последним объясняется давно замеченная близость местоположения геосинклинальных бокситов к районам развития более древних вулканогенных пород» (Григорьев, 1968, т. II, стр. 320).

Та же мысль повторена и в заключении во втором томе коллективной монографии «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого» (1968), касающемся руд. С таким заключением охотно соглашаюсь, тем более, что неоднократно отстаивал его и устно и печатно. Удивляет лишь, что авторами это заключение подается как нечто новое, ими достигнутое.

2. О так называемых отдаленно-вулканогенных формациях (фосфориты, кремнистые породы, железные и марганцовые руды)

Вторым путем расширения сферы деятельности вулканического фактора является введение понятия об отдаленно-вулканогенных формациях (или толщах), т. е. таких, которые по веществу — вулканические, но столь отдалены от вулканических очагов, что непосредственная связь с ними потеряна. Такие формации были выделены Н. С. Шатским (1955) для фосфатно-кремнистых и просто кремнистых толщ (формаций). В качестве таковых он рассматривал, например, формацию Фосфория в США и фосфатные руды Малого Каратау в Южном Казахстане; для первой — источник вулканогенного фосфора лежал где-то в Тихоокеанском вулканическом поясе, для второй — в Южном Урале; в обоих случаях удаление точки выноса фосфора и кремнезема от места их осаждения измеряется значительными величинами.

«На севере..., — пишет Н. С. Шатский, — пермские вулканогенные образования располагаются непосредственно к западу (не далее 50—100 *км*) от крайних западных выходов свиты „Фосфория"; южнее ... выходы этой формации отделяются от современных выходов пермской зеленокаменной серии пространством в 150—300 *км*, а местами, возможно, и больше» (1955, стр. 26). Но нужно учесть, что протяженность формации Фосфория очень велика — около 1000—1500 *км*, и, стало быть, реальное удаление разных ее точек от вулканических очагов гораздо больше указанного. Для удаленности формации Каратау от вулканического очага цифры не приводятся, но, принимая во внимание, что «протяженность каратауской фосфоритоносной формации также велика (1000—1500 *км*), как и формации „Фосфория"» (Шатский, 1955, стр. 27), нужно принять, что отдаление и в данном случае измеряется многими сотнями километров (и, может быть, даже более 1000 *км*?).

Так как фосфатно-кремнистые формации сопровождаются иногда (Каратау) накоплениями Fe и Mn, то естественно, что возникла идея и об отдаленных железо-марганцовых вулканогенно-осадочных рудах. Наиболее отчетливо она пропагандируется Л. Н. Формозовой, которая считает вулканогенно-осадочными все месторождения железа в кембрии, ордовике, силуре Западной Европы и в ордовике Ньюфаундленда. А. С. Новикова отнесла к вулканогенно-осадочным верхнедевонские месторождения Русской платформы. Были попытки превратить и Керченское месторождение железных руд в вулканогенно-осадочное. Г. С. Дзоценидзе (1965) считает вулканогенно-осадочным Чиатурское месторождение марганца.

Обосновывая реальное существование отдаленных вулканогенно-осадочных рудных накоплений, нельзя не отметить недостаточности приводимых доказательств. В самом деле, когда генезис той или иной железорудной, марганцоворудной, кремнистой или фосфатной толщи объявляется вулканогенным, читатель ждет, что автором такой гипотезы, где-то, на некотором удалении от этой толщи будет указан строгий стратиграфический аналог ее в виде накопления лав и туфов.

Другими словами, будет обстоятельно доказано, что в некотором отдалении от предполагаемого вулканогенно-осадочного рудного накопления имело место строго синхронное ему наземное или подводное вулканическое извержение [1].

Однако таких доказательств пока никем не приведено. Даются лишь очень общие сопоставления гипотетических вулканогенно-осадочных рудных накоплений с условно материнскими для них толщами лав и пирокластов; при этом объем сопоставляемых образований охватывает в лучшем случае один-два яруса, а то и отдел системы. Как рудные накопления, так и предполагаемые их вулканические эквиваленты обычно имеют сложное строение и переслаиваются с более или менее крупными пачками песчано-глинистых или карбонатных пород. При таком характере сопоставляемых разрезов установление строгой синхронности руд каким-либо горизонтам эффузивно-туфовых пород становится сложным. Требуется предварительное очень трудоемкое и детальное расчленение сопоставляемых разрезов и прослеживание перехода одного разреза в другой. Но таких работ пока не выполнено. Сопоставление ведется «в общих чертах» и становится поэтому весьма условным и неубедительным. Иначе говоря, *для гипотезы отдаленных вулканогенно-осадочных рудных накоплений необходимой стратиграфической базы пока нет.*

Выше было показано (см. гл. III), что формы залегания, структуры и текстуры достоверных вулканогенно-осадочных рудных накоплений резко отличны от соответствующих признаков нормально-осадочных руд. Руды же, принимаемые за отдаленно-вулканогенные, неотличимы от нормально-осадочных. Поэтому, казалось бы, сторонникам гипотезы вулканогенно-осадочного рудообразования следовало показать, что́ порождает специфические черты достоверных вулканогенно-осадочных руд и как и почему при удалении от вулканических очагов этот специфический комплекс признаков сменяется другим. Но этот важнейший вопрос пока не только не изучен, но даже не поставлен.

Присмотримся к тому, на каких расстояниях около очага вулканизма реально сказывается действие его гидротерм.

Современные руды о. Санторин располагаются непосредственно у выходов термального источника, а не осевшие здесь железо и марганец

---

[1] В настоящее время А. Л. Яншин (1968) считает, что гидротермы высачиваются после завершения эксплозии и эффузии. Однако длительность этих высачиваний столь мала, что *геологически они мгновенны* и синхроничны эксплозии и эффузии. Поэтому требование *строгой синхроничности в геологическом смысле* — остается.

остаются целиком внутри кальдеры, площадью 53 *км*^{2}, слегка обогащая ее осадки. Во впадинах Красного моря руды железа, цинка и других элементов также не выходят за пределы впадин, длина которых несколько километров (5,5 у Дисковери), а ширина около 1 *км*.

Для ископаемых достоверно вулканогенно-осадочных руд железа и марганца расстояния от очагов, питавших гидротермы, измеряются чаще сотнями метров, реже 1—2 *км*, совсем редко до 4 *км*. И лишь в исключительных случаях, как, например, в Караджальском железо-марганцовом месторождении, рудный горизонт, образованный рядом линз, тянется на 15 *км* без видимого окончания; его истинные размеры могут быть 20—25 *км*. Интересно, что на доступной изучению его 15-километровой части все же имеются единичные и маломощные прослоечки лав и туфов. В случае яшм, образованных гораздо более подвижным кремнеземом, удаление от вулканического очага может быть большим и достигать, судя по палеогеографической карте фамена Центрального Казахстана, опубликованной Д. Г. Сапожниковым (1963), 100—120 *км*; однако связь с родоначальным очагом всегда остается и может быть при детальном изучении обнаружена; *здесь нет пустого промежутка между вулканическим очагом и месторождением, что составляет специфику отдаленных вулканогенно-осадочных руд.* Случайно ли такое незначительное удаление?

Вернемся к околовулканическим областям и спросим себя: почему линзы вулканогенно-осадочных руд марганца и железа так льнут к вулканическим очагам и так быстро, на протяжении сотен метров или немногих километров, выклиниваются по мере удаления от них? Единственной причиной может быть, конечно, быстрая садка железа и марганца, приносимых гидротермами, и резкое понижение их концентраций в растворе — до таких величин, какие уже исключали генерацию руд. Дальнейшее смешение остатков рудных растворов с морской водой и их разбавление последней еще сильнее понижали их концентрацию, и, стало быть, рудный процесс в пределах геосинклиналей становился все более затрудненным (Страхов, 1963).

Нужно иметь в виду и другое весьма существенное обстоятельство. Общеизвестно, что геосинклинальные области, в которых предполагаются отдаленно-вулканогенные толщи, в целом отличались исключительной быстротой седиментации по сравнению с океаническими. Она была на один-два порядка выше океанической даже в котловинах с некомпенсированным прогибанием. В этих условиях, подобно тому, что наблюдается в современном Охотском море (Страхов, Нестерова, 1968), остатки неосевшего гидротермального материала уже не могли оказывать уловимого влияния на химический состав геосинклинальных отложений, удаленных от очагов извержений. Быстрый же уход осадка из зоны диагенеза не позволял процессам перераспределения создать и сколько-нибудь заметных диагенетических концентраций железа и марганца. Развитой рудный процесс за счет гидротермального материала на некотором, обычно очень небольшом расстоянии от очага прекращался, и отдаленных вулканогенных рудных накоплений железа и марганца в геосинклинальных зонах не возникало.

Самое большое, что может быть иногда приписано отдаленному влиянию вулканизма, это — слегка повышенные, против кларков, содержания марганца, железа в некоторых толщах окраинных частей геосинклиналей, а также в сидеритовых и кальцитовых конкрециях или даже появление разрозненных родохрозитовых и олигонитовых конкреций среди яшмовых толщ, достаточно отодвинутых от вулканических очагов.

То, что включается сейчас в отдаленно-вулканогенную группу, имеет совершенно иной генезис. Для железа и марганца в некоторых случаях это стяжения, которые возникли в окислительной зоне осадка за счет

подтягивания в нее марганца (и железа) из располагавшейся ниже восстановительной зоны, но впоследствии, при перекрытии новыми порциями осадка, почему-либо не редуцировались и не рассосались. Здесь имело место то же захоронение и сохранение стяжений, какое наблюдается в северной части современного Карского моря (Страхов и др., 1968). В других случаях так называемые отдаленно-вулканогенные рудные накопления *только кажутся такими* из-за отсутствия детального петрографического изучения вмещающих толщ, среди которых в действительности имеются слои окремнелых эффузивов и пеплов, пропущенных при полевом исследовании. Подтверждение этой мысли, высказанной мною еще ранее (1968), читатель может найти в статье И. В. Хворовой и А. А. Гаврилова, опубликованной в 1969 г., уже после окончания настоящей работы. И. В. Хворова ранее отнесла кумайскую толщу яшм ордовика Северного Казахстана к отдаленно-вулканогенным образованиям. «Это было основано на литературных данных об отсутствии в районе сколько-нибудь значительного количества вулканических пород ... Однако оказалось, что их довольно много в районе Ишимской луки, и поэтому вывод об отдаленно-вулканогенном кремненакоплении следует пересмотреть» (Хворова, Гаврилов, 1969, стр. 70).

Несомненно, что подобные случаи пропуска нередки и с ними всегда нужно считаться при обсуждении вопроса об отдаленно-вулканогенных рудных и нерудных, например яшмовых, толщах.

Короче говоря, *достоверных отдаленых вулканогенных рудных накоплений железа и марганца среди изученных петрографически вулканогенно-осадочных толщ пока не встречено.* А те представления, которые возникли на анализе достоверных вулканических руд, *исключают возможность существования в геосинклиналях, помимо околоочаговых, еще иных — вулканических рудных накоплений, отделенных от предполагаемых очагов вулканизма большим безрудным* («*пустым*») *пространством.* Во всяком случае, сейчас нужны уже не голословные утверждения об отдаленно-вулканогенном рудообразовании, а детальное документальное обоснование этой концепции, которая пока что отсутствует.

Добавлю, что так как геохимическая подвижность фосфора в осадочном процессе находится где-то в промежутке между подвижностями железа и марганца, то выводы, сделанные выше, относятся, конечно, и к отдаленно-вулканогенным месторождениям фосфора.

В развитии идеи об отдаленных вулканогенно-осадочных рудных формациях можно наметить два этапа. Н. С. Шатскому, высказавшему эту идею, в начале 50-х годов были чужды представления о геохимической подвижности элементов (в частности, марганца, железа, фосфора, кремнезема) и вообще учет физико-химических возможностей их миграции в растворах в морских бассейнах. Он опирался на чисто геологические соотношения, притом в той общей форме, о которой говорилось выше. Главными пропагандистами его идей стали вначале тектонисты, а потом и некоторые литологи ГИН'а (И. В. Хворова, Л. Н. Формозова и др.), *которые также оставили без внимания то, что для литологов является уже обязательным* — физико-химию элементов и их соединений и учет реальной их геохимической подвижности. Во всяком случае, в работах названных ученых нет даже признаков внимания к физико-химической стороне дела: они просто копировали подход Н. С. Шатского, не понимая, очевидно, того, что специфика работы литолога в данном вопросе должна состоять как раз в максимальном привлечении физико-химических данных, а также современного осадкообразования, на котором механизм процесса может быть объективно установлен.

В таком положении дело находилось по крайней мере в течение 10—12 лет (после 1955 г.).

Нужно сказать, однако, что наряду с литологами, которые автоматически повторяли подход Н. С. Шатского и его игнорирование физико-химии, все же нашлось некоторое, правда, очень ограниченное, число других, которые, исходя именно из учета малой геохимической подвижности железа, фосфора, марганца, решительно выступали против идей отдаленно-вулканических рудных накоплений, указывая на ее противоречие физико-химическим данным. В результате положение к настоящему времени стало явно меняться. Так, в заключении ко второму тому сборника ГИН'а «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого» (1968) сказано, что «*образования пермских фосфоритов Скалистых гор* („Фосфория". — *Н. С.*), *по-видимому, нельзя связывать с вулканическими процессами*» (стр. 322). Фосфатонакопление «в значительно отдаленных от вулканов зонах» начинают связывать *с выносом фосфора не в составе гидротерм, а в составе пирокластического материала, причем «в этих случаях концентрация фосфора не достигает крупных размеров»* (стр. 291). Что же касается «фосфатопроявлений, приуроченных к карбонатно-кремнистым толщам, залегающим в миогеосинклиналях и в краевых частях платформ, вблизи крупных разломов», то они «*не связаны с приносом фосфора из отдаленных вулканических областей*», а «созданы поступлением его снизу по разломным трещинам» (там же). В эту категорию отнесены фосфориты Малого Каратау (Казахстан), фосфориты формации Фосфория в США. Как видим, два «кита», бывшие базой идеи об отдаленных фосфатно-кремнистых формациях, в настоящее время оказались дезавуированными.

Если быть последовательным, то надо бы, конечно, признать ошибочность самой идеи отдаленных вулканогенно-осадочных формаций вообще. Однако на такой решительный шаг авторы сборника пока не решаются. «Выяснено, — пишут они, — что в вулканогенно-осадочных формациях, особенно связанных с подводным геосинклинальным вулканизмом, широко распространены разнообразные месторождения руд железа, марганца и фосфора, вынос которых в придонные слои воды осуществлялся эксгаляциями и гидротермами. Такие месторождения встречаются не только в непосредственной близости от бывших очагов вулканизма, но также и *в удалении от них на расстоянии до нескольких десятков километров*» (там же, стр. 321). Нетрудно видеть, что хотя авторы сборника и продолжают называть эти месторождения отдаленно-вулканогенными, в действительности они радикально отличны от тех, какие включались Н. С. Шатским в эту группу. Самые характерные представители отдаленно-вулканогенной группы исключены из нее, объем и характер группы резко изменились. Она уже значительно приблизилась к объему тех достоверно вулканогенных руд Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn, который был намечен автором этих строк еще в монографии по железным рудам (Страхов, 1947а) и сохранен в дальнейшем. Позволяю себе надеяться, что в дальнейшем, когда литологи, занимающиеся этой проблемой, больше углубятся в физико-химию объектов своего изучения и перестанут игнорировать современный осадочный процесс, они исключат из оставшейся еще группы ряд объектов и приведут свои представления к большему согласию с фактами. Может быть, тогда они устранят и термин «отдаленно-вулканогенно-осадочные руды», который уже и сейчас практически потерял[1] и все более теряет свой первоначальный смысл, трансформируясь в нечто новое.

---

[1] См. гл. I этой части, где разбирается вопрос о Fe-Mn накоплениях в Красном море.

3. О роли вулканизма в осадочном рудообразовании вообще

Чтобы закончить разбор разногласий по проблеме вулканогенно-осадочного рудообразования, остается коснуться вопроса о роли его в общем формировании осадочных накоплений Fe, Mn, P и других элементов.

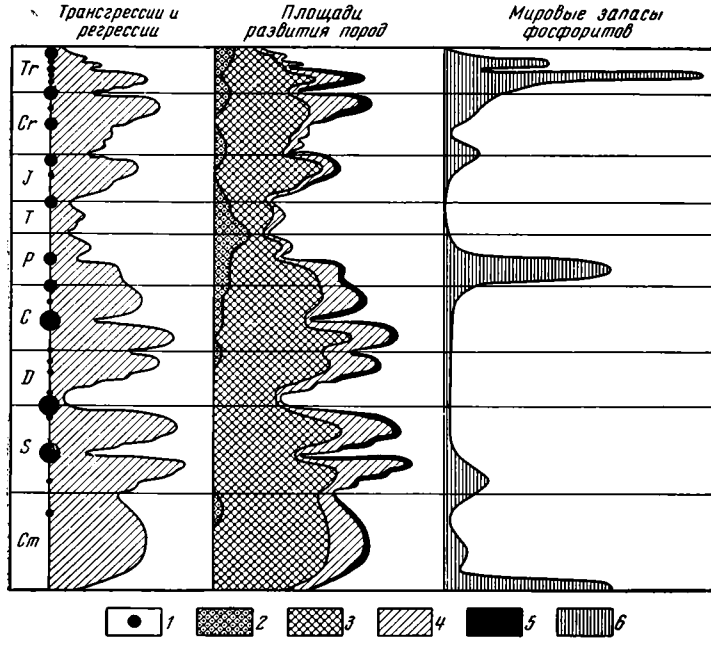
Недавно А. Л. Яншин (1968) отметил, что автор этих строк «явно недооценил роль этого процесса в рудообразовании, что особенно ясно видно из его доклада на VI Всесоюзном литологическом совещании в Тбилиси» (стр. 115), причем в этой недооценке «виновато изучение условий осадконакопления в области современного вулканизма» (там же).

Если говорить серьезно о критериях оценки, то ими могут быть только *сопоставления цифр геологических запасов руд железа, марганца, фосфора,* как достоверно осадочных, так и достоверно вулканогенно-осадочных; причем это сопоставление должно быть сделано хотя бы в общих чертах, в первом приближении. В статье А. Л. Яншина ни цифр, ни общих прикидок нет. Этот пробел сейчас можно в некоторой мере заполнить.

Ограничимся послерифейским временем, ибо только для месторождений этого возраста можно пока в грубых чертах распознать генетический тип месторождений. Располагая данными по месторождениям Fe и Mn, собранными для XIX и XX сессий Международных геологических конгрессов, и принимая условно *все геосинклинальные оолитовые месторождения железа в палеозое, мезозое и кайнозое за вулканогенно-осадочные* (*что явно преувеличено*), получаем, что общая масса железных руд этого типа составляет величину порядка 30×10^9 *т*. Между тем, в одном только Западно-Сибирском оолитовом железорудном месторождении верхнемелового и эоценового времени сконцентрировано 559×10^9 *т*, если принять в качестве нижнего лимита для руды содержание железа в 30%, и свыше 956×10^9 *т*, если за нижний лимит взять 20% Fe. Добавим сюда еще 70×10^9 *т* других платформенных оолитовых мезо-кайнозойских руд железа, несколько десятков миллиардов тонн сидеритовых руд в паралических угленосных отложениях и получим огромную цифру от 720 — до свыше 1000×10^9 *т*. Это сопоставление достаточно говорит за себя.

Не менее любопытна ситуация в марганцовых месторождениях. Число достоверных вулканогенно-осадочных накоплений марганца за послеальгонкское время очень велико. Они встречаются во все периоды послеальгонкского времени во всех геосинклиналях. Но если свести цифровые оценки, приведенные для вулканогенно-осадочных марганцовых руд на симпозиуме Мексиканского Международного геологического конгресса, то получится, что общая масса этих руд составляет всего несколько сотен миллионов тонн (порядка 400—450), ибо сами месторождения обычно малые или совсем крошечные. Между тем одни собственно осадочные палеогеновые руды юга СССР и Восточного Урала образуют массу порядка нескольких (около 4) миллиардов тонн (Страхов и др., 1968). Я не привлекаю сюда океанические железо-марганцовые конкреции, массы которых поистине колоссальны (сотни миллиардов тонн), причем имеются достаточно веские основания считать, что железо и марганец в них в главной степени экзогенные, снесенные в океан с суши (см. гл. I этой части).

На фиг. 99 графически воспроизведено распределение запасов фосфоритов мира, опубликованное в 1958 г. Б. М. Гиммельфарбом. Если устранить «Фосфорию», которую, по мнению авторов уже цитированного сборника, «по-видимому нельзя связывать с вулканическими процессами», и фосфориты каратауские, которые тоже «не связаны с приносом фосфора из отдаленных вулканических областей», то и здесь решающая роль собственно осадочных месторождений станет совершенно очевидной.



Фиг. 99. Стратиграфическое размещение основных типов осадочных пород (по Б. М. Гиммельфарбу, 1958, с дополнениями)

1 — фазы складкообразования; *2* — континентальные обломочные породы; *3* — морские обломочные породы; *4* — известняки; *5* — кремни, опоки, *6* — фосфориты

Как видим, грубые подсчеты, которые можно было произвести для трех групп руд, весьма отчетливо говорят *о вполне второстепенной роли вулканогенно-осадочного рудообразования в общем послеальгонкском осадочном рудонакоплении железа, марганца, фосфора.* Видна также ошибочность впечатления А. Л. Яншина, будто причиной недооценки мною роли вулканогенно-осадочного процесса в рудообразовании является то, что я исхожу из современного осадкообразования. Современный литогенез здесь оказывается вовсе не причем.

Таким образом, для промежутка времени в 500—600 млн. лет можно более или менее уверенно говорить о разных генетических типах руд — резко преобладают осадочные, а вулканогенно-осадочные имеют вполне второстепенное значение. В более древние эпохи — в протерозое, в архее — дело могло обстоять несколько иначе. Но, к сожалению, те отложения мы еще не умеем классифицировать генетически; стало быть, и привлекать их к оценке роли вулканогенно-осадочного процесса пока преждевременно. В этой области возможны сейчас лишь гадания.

4. О так называемом галогенном метасоматозе

До недавнего времени идеи об аридном типе литогенеза в том виде, как они изложены выше (см. главы I—III), не вызывали сомнений у литологов и геологов вообще. Но за последние 5—7 лет дело усложнилось и появились попытки истолковать и галогенез с вулканогенной точки зрения, в своеобразном ее варианте. Я имею в виду гипотезу так называемого галогенного метасоматоза, авторами которой являются Л. М. Бирина и Н. А. Кудрявцев. Поскольку у последнего гипотеза разработана детальнее, чем у Л. М. Бириной, я буду излагать и анализировать именно его взгляды.

Сущность идеи галогенного метасоматоза Н. А. Кудрявцев (1966) формулирует так: «Фактический материал по соленосным отложениям Сибирской платформы и некоторых других районов позволяет сделать следующие заключения:

1. Подчиненные этим отложениям огромные массы каменной соли и ангидритов представляют не «эвапоритовые» осадки, а метасоматиты, вероятно, с отложением добавочных больших их объемов на плоскостях напластования замещавшихся пород.

2. Солеродных бассейнов с различавшейся на десятки процентов соленостью воды и другими «особыми чертами» никогда не существовало.

3. Замещение ангидритом первичных пород, в основном несомненно карбонатных, происходило на Сибирской платформе раньше, чем началось замещение их солью. Соляной метасоматоз начался с замещения карбонатных пород ангидритом и в других соленосных районах, например в Гаурдакском, в Восточной Туркмении, и в цехштейне ГДР. В некоторых, несомненно, что и во многих, районах имеют место и повторные поступления растворов сернокислых и хлористых солей.

4. Галогенный метасоматоз и на Сибирской платформе начался после внедрения в осадочную толщу пластовых залежей диабазов...

...*Данный вывод нет оснований распространять на все соленосные районы* уже по одному тому, что многие из них приурочены к предгорным прогибам, в которых внедрения изверженных пород в осадочную толщу неизвестны. Можно полагать, что они имеются и здесь, но не достигли осадочной толщи или доступных для бурения ее горизонтов. *Допустимо поэтому предположение, что и в других районах первые проявления солевого метасоматоза могут быть связаны со скрытыми интрузиями* (курсив мой. — *Н. С.*), тогда как последующие интрузии могли проникать и в более высокие горизонты [1]...

...Автору, — пишет Н. А. Кудрявцев, — неоднократно приходилось указывать на то, что в современной геологической науке все еще сильны нептунистические тенденции. Одно из наиболее ярких проявлений этих тенденций представляет учение об осадочном происхождении ископаемых солей из выпаривающейся морской воды. С упорством, достойным лучшего применения, на протяжении многих десятилетий исследователи пытаются втиснуть в прокрустово ложе гипотезы Оксениуса противоречащие ей многочисленные факты, из которых в первую очередь бросается в глаза то, что многие соляные минералы, в том числе столь распространенный ангидрит, выпадают только из горячих растворов. В основе этого научного заблуждения лежит отрицание существования широкой связи между осадочной оболочкой Земли и ее глубокими недрами, помимо действующих и потухших вулканов. Отсюда и возникает тенденция отрывать процессы, происходящие в верхних слоях земной коры и в особенности в стратисфере, от процессов, идущих в мантии Земли...

...Глубинное (магматогенное) происхождение ископаемых солей подтверждает широкое развитие путей, по которым поднимаются в осадочную оболочку Земли различные флюиды, являющиеся источником образования залежей нефти, углеводородных газов, солей, а также руд самых различных металлов, в том числе урана, получившего в последние годы такое огромное значение» (Кудрявцев, 1966, стр. 171—172).

Как видим, перед нами законченная, доведенная до конца концепция вулканического происхождения не только солей, но и всякого рода минеральных накоплений вообще.

Анализируя воззрения Н. А. Кудрявцева, следует признать, что они отправляются от некоторых фактов, действительно наблюдаемых в при-

---

[1] Таким образом, вторая часть абзаца упраздняет первую его половину.

роде. Я имею в виду случаи сульфатизации известняков и доломитов палеозоя Русской платформы и других мест; несомненны также случаи включений галита в доломитах и глинах. Первая группа явлений прекрасно демонстрируется на погребенных рифовых массивах Ишимбая и многократно наблюдалась автором этих строк во время работы там (1941—1943 гг.); они хорошо описаны в работах Л. М. Бириной по палеозою Русской платформы. Вторая группа — известна из работ галургов.

Но, отправляясь от этих достоверно известных фактов, Н. А. Кудрявцев сделал два принципиально ошибочных вывода.

Первая ошибка состоит в том, что он связывает генезис сульфатных и галитовых включений с воздействием на породу магматических вод. Дело в том, что сейчас хорошо известен состав гидротермальных вод и эксгаляций в современных вулканах, причем он совсем не вяжется с тем, что наблюдается при сульфатизации карбонатных пород на платформах. В современных гидротермальных водах, как известно, весьма много кремнезема, железа, алюминия, бария, стронция, бора, мышьяка, в некоторых случаях встречаются медь, свинец, цинк; в древних достоверно вулканогенно-осадочных месторождениях железа, марганца также обильны кремнезем и иногда сульфиды меди, свинца, цинка, а также германия. Содержания сульфатов в современных гидротермах низки, а в древних вулканогенно-осадочных месторождениях из сульфатов практически встречается лишь барит. Количества гипса, ангидрита ничтожны, галит не встречается совсем. В жильных месторождениях, обязанных своим возникновением действию гидротермальных вод, присутствует сложный комплекс сульфидов As, Sb, Cu, Zn, Pb и других, которые вмещаются сидеритом, доломитом, анкеритом, кальцитом, родохрозитом, баритом; гипс или ангидрит редки, а галита нет. Как видим, комплекс компонентов, переносимых и отлагаемых гидротермальными водами, совсем не тот, какой наблюдается при сульфатизации карбонатных пород платформ. Если бы воздействие гидротермальных вод или эксгаляций на эти породы имело место, то следовало ожидать отнюдь не замещения их ангидритом и галитом, а прежде всего обширного окремнения, сопровождавшегося ожелезнением и образованием марганцовых включений, баритизацией, массовым (а не минералогическим!) проявлением сульфидов Pb, Zn, Cu, As, Sb и др. Но ничего подобного не наблюдается. Правда, из отложений девона Заволжья Л. М. Миропольским описаны галенит, сфалерит, но в ничтожных, чисто минералогических количествах и вне связи с сульфатизацией или соленакоплением; ранее те же минералы описывались А. Е. Ферсманом из угленосных (а не галогенных) отложений C_1^h северо-запада Московской синеклизы. Но все это чисто минералогические находки, для истолкования генезиса которых указываются иные пути — без привлечения гидротерм. Таким образом, *реальная картина сульфатизации карбонатных пород платформ коренным образом противоречит той, какая должна была бы наблюдаться, если воды, порождающие сульфатный и галитовый метасоматоз или эксгаляции, были бы действительно магматогенными.*

Н. А. Кудрявцев и Л. М. Бирина в данном случае оставляют в стороне вещественный состав замещающего карбонатные породы комплекса, а ведь *он здесь и является главным и решающим.*

Вторая и еще более крупная ошибка названных ученых заключается в том, что, приняв магматогенное происхождение пятнистого, иногда точечного, метасоматоза карбонатных пород платформ сульфатами, реже NaCl, они распространили его затем на пластовые месторождения ангидритов и солей, имеющих часто колоссальные размеры; это привело их, естественно, к отрицанию солеродных водоемов разных типов. Когда сталкиваешься с такого рода скачком мысли, невольно спрашиваешь себя, а что же вызвало его? Какие факты натолкнули автора на такую мысль? Их несколько.

Прежде всего, Н. А. Кудрявцеву представляется непонятным и невозможным, чтобы в одном и том же бассейне в срединных его частях отлагались галогенные осадки, а по периферии — отложения с фауной нормально соленого моря или в галогенной толще в глинах встречался пыльцевой комплекс, указывающий на влажный климат. Ему кажется странным, что, например, в разрезе соленосной толщи Сибирской платформы между доломитами и солями нет четко выраженной сульфатной толщи; она развита очень слабо либо отсутствует вообще. Принимая первичное отложение ангидрита, следует, по мнению Н. А. Кудрявцева, допустить слишком высокие температуры воздуха в эпоху галогенеза, 42° С и свыше, что делает их нереальными. Наконец, жидкая фаза, включенная в солях, не обогащена дейтерием, что должно наблюдаться при испарении воды.

Нужно сказать, что перечисленные факты вовсе не являются такими уж весомыми, чтобы на них строить ту гипотезу, которую предлагает Н. А. Кудрявцев. В самом деле, странные соотношения, которые якобы получаются на палеогеографических картах, когда галогенные отложения как будто непосредственно переходят по горизонтали в нормально соленые, есть результат неправильного понимания Н. А. Кудрявцевым этих карт. Нужно иметь в виду, что за пределами каждого солевого (галитового) пласта ему могли отвечать либо перерывы в седиментации, либо очень маломощные ангидриты краевой зоны, либо совсем ничтожной мощности доломиты. Выделение в разрезах краевой зоны точного аналога данного солевого пласта представляет собой задачу пока неразрешимую, и карты галогенной толщи изображают соленость вовсе не одного момента, строго отвечающего садке, например, галита, а некоторую усредненную картину для всего периода отложения данной галогенной толщи. В частности, выделяют обычно центральную зону, где соленость была особенно большой и садился галит, но временами становилась гораздо более низкой и садились гипсы или даже доломиты; далее, выделяют некоторую переходную зону, где соленость колебалась — время от времени — в гораздо меньших пределах, и, наконец, краевую зону, где колебания были еще меньшими и временами вода была нормально-морской. Такие карты передают только общую тенденцию к понижению солености от центра галогенного бассейна к периферии, но по ним никак нельзя судить об амплитуде пространственных колебаний солености в момент садки галитового (или калийного) пласта. В некоторых же типах водоемов, например виррилского типа (в современных Бокано-де-Виррила, Сиваше), изменения солености от морского конца бассейна к кутовому в один и тот же момент времени действительно оказываются очень большими (от 3,5 до 22%), но в других — менее мешкообразных — гораздо меньшими, например в Кара-Богаз-Голе, где зона опреснения на западе узка и соленость достигает здесь менее 25%, тогда как в восточной половине быстро достигает 30% и выше (для 1956 г.). Слабая выраженность в разрезе соленосной толщи Сибири сульфатного горизонта между доломитовыми и галитовыми пластами коренится в механизме, который контролирует мощности подсолевой, солевой и надсолевой толщ, т. е. в балансе между вносом солей в солеродный бассейн и выносом их из него в области соединения бассейна с открытым морем (см. гл. IV).

При слабо положительном балансе осолонение солеродного бассейна шло медленно, переход от насыщения доломитом к насыщению гипсом, а потом галитом растягивался на очень большие сроки, и это способствовало образованию мощного карбонатного, а потом и сульфатного горизонтов в нижней половине галогенной формации. При сильно и очень сильно положительном солевом балансе последовательное насыщение рапы $CaSO_4$, а затем NaCl осуществлялось быстро, что предопределяло малые мощности сульфатных горизонтов галогенной формации между доломитовым и галитовым.

Еще менее убедительна ссылка на ангидрит, который якобы обязательно должен быть первичным. В действительности, как принято почти всеми галургами и как это наблюдается в современных водоемах, первично садился гипс, который затем на некоторой глубине под поверхностью Земли переходил в ангидрит. Вода, терявшаяся при этом, растворяла часть $CaSO_4$ и становилась насыщенной им; отдавливание этой воды в соседние по вертикали и горизонтали карбонатные толщи было причиной их сульфатизации, на которую так напирают Н. А. Кудрявцев и Л. М. Бирина.

Споры лепидофитов, встречаемые в соляных глинах Припятского прогиба (иногда и остатки насекомых, как, например, в Рейнском грабене), заносились из действительно гумидной *соседней* (по вертикали и горизонтали) зоны и поэтому вовсе не свидетельствуют о гумидном характере площади, в которой располагался солеродный бассейн. В девоне низкоорганизованные лепидофиты, вероятно, еще не приспособились к аридному климату и растения не имели еще типично аридных форм, какие появились в мезозое и особенно кайнозое.

Соляные осадки пористы (до 30%), и рапа, первично заполнявшая поры, вероятно, была обогащена дейтерием, но по мере уплотнения отжималась из солевого осадка, входя в состав подземных вод; с нею уходил и дейтерий. Перекристаллизация солей, притом неоднократная, с заменой метастабильных фаз на стабильные, тоже содействовала потере жидкости и с нею дейтерия. Поэтому удивляться, что последнего так мало в солевом растворе, никак не приходится.

Что же касается пролегания климатических зон в кембрии по данным палеомагнитного метода и отнесения солеродного бассейна Иркутского амфитеатра к влажной экваториальной зоне, то оперировать этим аргументом не следовало бы совсем, поскольку надежность палеомагнитного метода весьма невелика и получаемые им данные вполне условны.

Как видим, основания для столь ответственной концепции, как гипотеза галогенного метасоматоза, которую Н. А. Кудрявцев выдвинул применительно к пластовым месторождениям ангидритов и солей, более чем неубедительны, а некоторые просто притянуты. Все его недоумения могут быть разъяснены и сняты на базе современного учения о галогенезе, если, конечно, обсуждать их хладнокровно и не предвзято.

Но *галогенные толщи обладают рядом черт, которые никак нельзя истолковать с позиции магматического галогенного метасоматоза.* Я имею в виду вещественный состав галогенных формаций, строение их, ритмическую слоистость, структуру ряда минералов.

Если галогенные или даже ангидритовые месторождения возникли за счет замещения магматическими растворами карбонатных пород, то почему в них нет крупных накоплений кремнезема, соизмеримых с массой солей? Почему нет накоплений железа, марганца, которые обычно присутствуют в месторождениях достоверно вулканического генезиса, возникших за счет эксгаляций и гидротерм? Почему нет значительно развитых накоплений барита, Zn, Pb, Cu, Ge, As, Sb, Hg и других элементов, встречаемых в настоящих гидротермальных месторождениях? Сопоставляя вещественный состав галогенных толщ с составом достоверных вулканогенно-осадочных накоплений и жильных руд вблизи интрузивов, нетрудно видеть, что *это настоящие антиподы: то, что есть в одних, отсутствует в других.* Нет, пожалуй, ничего более резко противоположного, чем эти две сопоставляемые группы образований! И как можно было, выдвигая гипотезу магматического галогенного метасоматоза, не заметить этого кричащего противоречия вещественного состава галогенных толщ и настоящих магматических образований?

Но есть и другие факты. Как, например, понять с позиции галогенного метасоматоза, что во всех соляных формациях морского типа при наличии

индивидуальных отклонений все же прослеживается одна и та же схема разреза: карбонатная свита → ангидриты → галитовая толща → калийные соли → покровная соль → кроющие ее сульфатно-доломитовые породы. При этом ангидритовая толща может состоять из неоднократного чередования собственно ангидритов и доломитов; галитовой толще и калийным солям также присуще макроциклическое строение. Как объяснить с той же точки зрения, что галитовым отложениям (да и сульфатным тоже) свойственна закономерно построенная так называемая годичная слоистость, в точности воспроизводящая ту годичную слоистость, какая наблюдается у отложений современных соляных водоемов? А ведь эта слоистость тянется на километры, пачки годичных слоев прослеживаются на десятки и более километров и узнаются даже при наличии дислокаций галогенных толщ. Еще более загадочно, почему даже в очень древних галитовых и калийных пластах нередко присутствует характерная структура минералов типа «елочки», впервые описанная М. Г. Валяшко в современных галитовых пластах и исчерпывающе истолкованная им в качестве типично седиментационной? Наконец, как понять, с позиции галогенного метасоматоза, почему мощности чисто сульфатных формаций наименьшие, галитовых — большие, а калийных — максимальные? Современное учение о галогенезе способно без натяжек истолковать все указанные коренные черты строения галогенных толщ, а как это сделать, базируясь на концепции о галогенном метасоматозе? В работе Н. А. Кудрявцева нет ничего, позволяющего как-то ответить на поставленные вопросы: он их просто обходит, игнорирует. Но в таком случае можем ли мы рассматривать такую концепцию как серьезное научное построение? Или это лишь безудержное увлечение исследователя, который ищет в литературе только такие черты в галогенных толщах, которые позволили бы ему хоть с некоторой видимостью аргументации отойти от общепризнанных взглядов и заявить свою особую, новую точку зрения? Я думаю, что ответ на этот вопрос может быть один. Н. А. Кудрявцев дал нам еще одно доказательство того, что он умеет выдвигать новые точки зрения, но совершенно игнорирует их объективное обоснование. *Он просто их декретирует, тщательно обходя те вопросы, какие следовало бы разобрать для подтверждения его концепции.* В гипотезе галогенного метасоматоза эта особенность выступает с предельной ясностью.

Можно только приветствовать стремления Н. А. Кудрявцева выявить влияние глубинных магматических слоев Земли на стратисферу, однако *простое переименование достоверно осадочных галогенных толщ в галогенные метасоматиты без всестороннего их анализа отнюдь не является ни удачным, ни даже просто допустимым приемом.*

Этот вывод полностью совпадает с теми заключениями, к каким пришли М. П. Фивег и Б. П. Коган, разбиравшие до меня концепцию галогенного метасоматоза в 1968 г.

Из предыдущего явствует, что одной из характерных черт научных исканий в области теории литогенеза в 50—60-х годах является увлечение вулканогенной концепцией. Некоторые литологи принимают, что геосинклинальное рудообразование и аутигенное породообразование вообще немыслимы вне участия вулканизма (Зеленов, 1963). Другие идут еще дальше, отрицая галогенез как одну из форм аридного процесса и трактуя галогенные породы платформ в качестве галогенных метасоматитов (Н. А. Кудрявцев, Л. М. Бирина). Если к этому добавить, что появилась концепция гидротермального происхождения и подземных хлоркальциевых вод (Дерпгольц, 1963), то картина широкого увлечения геологов вулканогенным фактором в 60-х годах станет достаточно впечатляющей. Магма, флюиды и газы из глубин заполонили мысли многих исследова-

телей и стали своего рода «сезамом», открывающим тайны литогенеза. За последнее десятилетие можно было неоднократно слышать в стенах некоторых институтов призывы «сломать» старые представления, «обновить литологию», поставить ее на новые рельсы.

Однако, как было показано выше, *доказательность вулканогенных концепций обратно пропорциональна их широте*. Требования к аргументации в этой области резко снижены и доказательство ведется весьма «облегченным» способом. Для очень многих адептов новой концепции достаточно одного слова «эксгаляции», чтобы все стало совершенно ясным и не требующим подтверждений.

Налицо все признаки поветрия — «модного течения». И так же, как в конце XIX—начале XX в. (до 30-х годов), модной была биогеохимия, в 30-х и 40-х годах — физико-химические концепции, в 50—60-х годах стало модным всюду видеть влияние вулканогенного фактора на осадконакопление.

Надо надеяться, что со временем и это увлечение затихнет и роль вулканогенного фактора в осадконакоплении будет оценена объективно и ближе к истине.

5. О попытке изменить объем ледового и гумидного типов литогенеза

В 1966 г. появилась статья В. А. Зубакова, в которой он значительно расширяет объем ледового типа, включая в него ледово-морские отложения [1], а также образования мерзлотной зоны. Но я никак не могу признать обоснованным такое предложение. Известно, что осадкообразование Северного Ледовитого океана, Баренцева, Карского, Охотского и Берингова морей во всех своих основных чертах — в закономерностях гранулометрии, разносе терригенных минералов, в аутигенном минералообразовании как на стадии седиментогенеза, так и в диагенезе — полностью воспроизводит то, что известно в гумидных водоемах вне влияния льдов. Единственным осложняющим обстоятельством является примесь грубого кластического материала — гравия, галек, доставляемых льдом. Но эта такая второстепенная деталь, из-за которой никак нельзя причислить ледово-морские отложения к тому же типу, что и отложения материковых льдов, ибо в данном случае мы объединили бы два принципиально различных образования, не имеющих ничего общего ни по механизму и условиям образования, ни по физической их основе. Единственно правильным остается присоединять ледово-морские отложения к гумидному типу, рассматривая их в качестве высокоширотного варианта последнего, возникающего под влиянием соседнего ледового типа, как это и сделано мною в 1963 г. То же относится и к флювиогляциальным отложениям: ведь в них фактором седиментации является жидкая фаза воды, со всеми вытекающими отсюда следствиями, тогда как в отложениях ледового типа все определяет твердая фаза воды — лед, что и создает специфику отложений этого типа. Если игнорировать эти принципиальные различия, обусловленные физическими причинами: режимом температуры и влажности, то мы запутаемся в типизации литогенеза, и она превратится в произвольную, а не объективную, какою я стремился ее сделать. Связь с общей жизнью внешних геосфер исчезает, что никак нельзя признать приемлемым. Что же касается отнесения к ледовому типу области вечной мерзлоты, то здесь чистое недоразумение. Возникновение мерзлых грунтов до глубин в сотни метров, ледовых клиньев и всего, что их сопровождает, —

[1] Так же поступает и А. Б. Ронов (с сотрудниками) в статьях, посвященных геохимии элементов-гидролизатов, редких земель и лития, а также А. П. Лисицын в работах по осадкам Тихого океана.

все это позднейшие наложенные эпигенетические явления в породах, уже существовавших до возникновения вечной мерзлоты. Как же можно эти вторичные признаки пород включать в характеристику первичного литогенетического процесса, типы которого мною выделялись?

Предложения В. А. Зубакова, как мне кажется, основаны на том, что он не вдумался достаточно в принципы, которые положены мною в основу выделения типов литогенеза, а шел на поводу скорее словесных терминов, чем принципов: *ледово*-морские отложения и образования в области вечной мерзлоты с погребенными *льдами* оказались у него в *ледовом* типе только потому, что в соответствующих названиях фигурирует слово «лед». Признать основательным такой подход, очевидно, нельзя [1].

6. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова

Во время недавней полемики по поводу так называемого литолого-формационного метода (1965—1967 гг.) В. П. Казаринов (1965) сформулировал некоторые теоретические положения, которые он противопоставляет теории типов литогенеза, пытаясь показать ее несостоятельность. Эти положения он принимает как данные, как постулаты, сами собой разумеющиеся и определяющие его подход к анализу фактического материала. Их разбор был дан мною в 1965 г.; часть его я здесь воспроизвожу.

Первый постулат гласит следующее: «Литолого-формационный метод утверждает, что вещественный состав осадков определяется стадиями развития континента... Осадконакопление всегда контролировалось режимом суши... для внутренних и окраинных морей континентальных блоков, представляющих собой части когда-то разобщенной сиалической оболочки» (Казаринов, 1965, стр. 87, 88).

При беглом чтении постулат кажется правдоподобным. Но более близкое рассмотрение его открывает другое. Постулат этот более или менее приемлем лишь для случая, когда исследователь имеет дело с водоемами замкнутыми, лишенными связи с океанами или другими крупными бассейнами. Тогда, действительно, в бассейне рано или поздно может осесть то, что в него вносилось. Но реализуется это далеко не всегда, а лишь в условиях аридного климата и только при длительном существовании водоема. В климате гумидном легкорастворимые соли ($NaCl$, $MgCl_2$, KCl, $CaSO_4$ и др.) никогда насыщения не достигнут и в осадок не перейдут, ибо избыток влаги над испарением исключает возможность концентрирования растворов.

У водоемов, имеющих связь с океаном или другим крупным бассейном, всегда существует более или менее активный водообмен, при котором в одних случаях часть растворенных веществ уносится из внутриматерикового бассейна в океан, в других, наоборот, вносится из океана в бассейн и садится в нем. В обоих случаях соответствие аутигенного осадкообразования в бассейне составу материала, поступающего с его водосборов, нарушается, и порой весьма резко.

Палеогеографические карты показывают, что подавляющее большинство платформенных морей не было замкнутыми, а широко сообщалось как с океанами, так и с геосинклинальными морями, которые в свою очередь были связаны с областями, где допускается существование древних океанов. При таких палеогеографических соотношениях свободный водообмен между водоемами был неизбежен, и, следовательно, говорить о полном соответствии аутигенного осадкообразования в каждом море составу поступающих в него с водосборов растворенных веществ нельзя.

---

[1] То же относится к А. Б. Ронову и А. П. Лисицыну.

Сами отклонения от соответствия были различны в разных обстановках и вполне закономерны. Как известно, ни в одном море гумидного климата — краевом или внутриконтинентальном — не садятся сейчас и не садились в прошлом ни NaCl, $MgCl_2$, KCl, ни сульфаты Ca, Mg, Na, K. В ряде случаев не садились даже $CaCO_3$, $MgCO_3$ и SiO_2, ибо физико-химические и биохимические условия в бассейне не разрешали этой садки. Все эти компоненты, поступив в водоем с речными водами, выбрасывались затем в океан и шли на пополнение его запасов солей. В морских водоемах аридной зоны, напротив, всегда садились карбонаты кальция и магния, часто силикаты магния, а на определенной стадии — также сульфаты магния, хлориды натрия, калия, магния и многие микроэлементы (F, Sr, Br, Rb и др.). Но седиментация эта питалась в данном случае вовсе не поступлением растворенного материала с прилегающих участков суши (такое поступление, если и было, имело исчезающе малое значение), а притоком океанической воды, приносившей с собой разнообразный комплекс солей. Такой генезис морских карбонатных, сульфатных и галито-калиевых пород сейчас общепризнан, и не считаться с ним нельзя.

Океаническое происхождение солей в выпаривающихся аридных водоемах и их независимость от состава водосборов обусловили замечательное постоянство в смене одних хемогенных отложений другими: известняков — доломитами, доломитов — гипсами или ангидритами, последних — каменной солью, а затем — калийными солями вплоть до эвтонической стадии, когда садились богатые бромом карналлит, бишофит и бораты. В этой стадийной седиментации галогенного бассейна все — от втекавшей в него океанической воды и ничего — от аридного водосбора, окружавшего водоем. Следовательно, в данном случае, аутигенная седиментация в бассейнах вовсе не отвечала материалу, поступавшему с их водосборов. Нужно напомнить также, что на больших участках геосинклинальных морей геологического прошлого имел место подводный или наземный (островной) вулканизм, поставлявший пирокластический материал и гидротермы. Эти эвгеосинклинальные площади на весь период действия вулканизма вообще выключались из-под влияния тех материковых блоков, среди которых (или на краю которых) геосинклиналь располагалась. Стало быть, и в данном случае применение постулата В. П. Казаринова исключается.

Таким образом, ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что аутигенное породообразование в бассейнах находилось в гораздо более сложных соотношениях с поступлением растворов с водосборов, чем это изображается постулатом В. П. Казаринова. Постулат этот совершенно не отражает природных взаимосвязей. *Он не выведен из их анализа и, (что особенно важно!) не может быть выведен.*

Второй постулат не сформулирован В. П. Казариновым с такой отчетливостью, как первый, но сущность его очевидна из следующих сопоставлений: 1) «вещественный состав осадков определяется стадиями развития континентов»; 2) «процесс тектонического развития через рельеф континента и количество движений в единицу времени (что это такое? — *Н. С.*) регулирует состав и количество терригенного и хемогенного материала, поступающего в бассейн седиментации. Климат то ускоряет, то тормозит постоянно идущий на континенте процесс химического выветривания» (там же). Из этих двух положений неизбежно вытекает третье: осадконакопление в бассейнах (внутриконтинентальных и краевых) контролируется тектоническим режимом водосборов; климат лишь видоизменяет в некоторой степени то, что предопределено тектоническим режимом. Это и есть второй постулат в теоретических воззрениях В. П. Казаринова. Им утверждается *примат тектонического режима в механизме осадочного породообразования над другими факторами, в частности над климатом.*

Согласиться с такой трактовкой, однако, невозможно. В сходных тектонических условиях, например на платформах при их вялом тектоническом режиме, в гумидном климате возникали мощно развитая кора выветривания, россыпи многих минералов, каолиновые месторождения, бокситы, руды железа и марганца, огромные месторождения углей и вообще повышенные кларки $C_{орг}$ в породах. Но здесь никогда не формировались ни мощные доломитовые толщи, ни месторождения гипсов и ангидритов, ни толщи каменной и калийных солей, короче говоря, никаких галогенных отложений с сопутствующими им малыми элементами (F, Sr, Br, Rb и др.). Этот комплекс осадочных образований, напротив, возникал только на тех платформах, которые частично или целиком находились в аридных зонах; но в этих случаях зато никогда не формировался комплекс осадков, свойственный гумидным участкам платформ. *Никакие изменения тектонического режима сами по себе не в состоянии превратить гумидные комплексы в аридные и наоборот, пока не произойдет соответствующей смены климатического режима.* Что же касается областей ледового климата, например типа современных Антарктиды и Гренландии, то при любом тектоническом режиме на них не возникало и не могло возникнуть по господствовавшим там физико-географическим условиям ни гумидного, ни аридного комплекса пород и вообще аутигенных осадочных образований. Совершенно очевидно, что *тектонический режим сам по себе, без нужных климатических условий, не в состоянии создать какого-либо аутигенного породообразования.*

Реальные соотношения климатического и тектонического режимов в создании осадочных пород были совершенно иными. Во все периоды послерифейской истории Земли на ее поверхности существовала широкая литогенетическая зональность осадконакопления, характер которой я попытался отразить в основных чертах на картах, в главе IV. Эта зональность создавалась типами климатического режима — ледовым (бореальным) гумидным, аридным, обусловленными общей циркуляцией атмосферы. *В формировании этой планетарной зональности осадкообразования и сказывается роль климатического фактора в литогенезе.*

В пределах климатических зон локальные изменения климатических условий имеют сейчас (и имели в прошлом) ограниченную силу, и поэтому на первый план в воздействии на литогенез выступал тектонический фактор, варьировавший здесь в весьма широком диапазоне по интенсивности. На локально же ограниченных участках, где движения земной коры были особенно интенсивными и сопровождались вулканическим процессом, действие климатического фактора вообще практически прекращалось и возникал особый тип вулканогенно-осадочного процесса. Таким образом, *сила воздействия на литогенез климатического и тектонического факторов резко и закономерно варьировала от одного участка земной поверхности к другому.* Эти вариации обусловливались общей жизнью соприкасающихся геосфер: атмосферы с ее планетарной циркуляцией и тектоническим режимом литосферы, контролируемым эндогенными процессами.

Третий постулат В. П. Казаринова звучит так: «Выпадение в осадках (? — *Н. С.*) малоподвижных элементов (Al, Fe, Mn) контролируется главным образом величиной pH бассейна. Другие элементы выпадают в осадок при достижении насыщения и пересыщения растворов. Для Si, Ca, Mg насыщение достигается в эпохи их усиленного поступления в море, причем климатический фактор может ускорять этот процесс. Для сильно подвижных элементов (Na, K, S, Cl) и, возможно, в какой-то мере для Mg насыщение наступает лишь при дополнительном воздействии сухого климата. По способу выпадения в осадок, так же как и по подвижности, элементы образуют генетический ряд. Возможно, что некоторые элементы этого ряда обладают переходными свойствами» (там же).

По поводу этих утверждений можно сказать, прежде всего, что ни в одном из реально существующих в природе типов литогенеза генетический ряд элементов, намеченный В. П. Казариновым, не обнаруживается. В гумидном типе мигрируют в растворах и осаждаются Al—Fe—Mn—P—$CaCO_3$—$MgCO_3$—SiO_2, но отсутствуют все остальные члены ряда В. П. Казаринова. В аридном — мигрируют и садятся из растворов Cu, Pb, Zn, P, $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, $CaSO_4$, сульфаты натрия, кальция, хлориды натрия, калия, магния, кальция, но не принимают участия Al—Fe—Mn. В ледовом — аутигенные накопления всех названных элементов вообще не имеют места. В вулканогенно-осадочном типе наряду с соединениями Fe, Mn, P, SiO_2 мигрируют и накапливаются в осадках также большие массы Cu, Pb, Zn и других элементов, так что некоторые черты гумидного породообразования здесь сочетаются с некоторыми признаками литогенеза аридного. *В природе, следовательно, существует не один генетический ряд элементов, а три непохожих друг на друга ряда.* Стягивать элементы в один генетический ряд — значит просто располагать их по химическим свойствам, т. е. заниматься общей химией элементов, а не геохимией, не их ассоциациями в природных процессах. Конечно, для познания геохимии литогенеза нужно иметь представления о химических свойствах и соотношениях элементов, но химия — лишь введение к геохимии; природные их генетические группировки это совсем не то, что группировки чисто химические. В. П. Казаринов не различает два эти разных подхода, и геохимическую группировку элементов заменяет чисто химической — старая ошибка умозрительного теоретизирования!

В третьем постулате В. П. Казаринов утверждает реальность лишь химической садки всех членов «генетического ряда» и полностью пропускает их биогенное осаждение. Но в природе оно все же существует и существовало в прошлом для $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2 и других элементов в бассейнах гумидных зон и в слабо осолоненных водоемах зон аридных. При этом действие биогенного осадкообразования вовсе не сводилось к простому ускорению химических процессов, которые шли бы и без него, как это полагали в начале 40-х годов (Л. В. Пустовалов). Вмешательство организмов делало возможным накопление кремнистых, известковых и известково-доломитовых пород, а также $SrSO_4$, $BaSO_4$ в таких обстановках и условиях, в которых без организмов названных пород *вообще не возникало бы.* Организмы вместе с тем создавали несоответствие фациальных профилей биогенных пород геохимической подвижности главного слагающего их элемента (Страхов, 1950б, 1960, Страхов и др., 1954).

Наконец, третий постулат сформулирован так, как будто осадочное породообразование в истории Земли всегда протекало в одних и тех же формах. В постулате не видно никакой эволюции литогенеза от древних эпох к современной. Но она все же существовала. Напоминать об этом сейчас как-то уже неловко, но приходится, когда сталкиваешься с высказываниями, подобными разбираемому.

Обозревая рассмотренные постулаты В. П. Казаринова, нетрудно видеть, что *ни один из них не отвечает природным процессам, не выведен из них и не может быть выведен. Все они созданы умозрительно и имеют характер императивных утверждений.*

Это обстоятельство однозначно решает вопрос о научном значении «нового подхода» В. П. Казаринова к вопросам литогенеза. Впрочем, новым его можно назвать лишь в кавычках. Выпячивание тектонического фактора на первый план за счет ущемления роли климата и чисто физико-химическое решение проблем аутигенного осадкообразования вообще — все это ведь, как мы знаем уже, типичные установки литологии 30-х годов, нашедшие законченное выражение в теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова. В. П. Казаринов просто повторяет их, дополняя некоторыми идеями Б. Б. Полынова — то же 30-х годов.

Заключение

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ИСТОРИИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ

История литогенетических идей, изложенная на предыдущих страницах, позволяет сделать несколько методологических выводов, имеющих не только чисто академический интерес, но и актуальных для сегодняшней работы в области литогенетической теории. Некоторые из них особенно важны, и поэтому остановимся вкратце на их изложении.

1. Значение современного осадкообразования для развития теории литогенеза

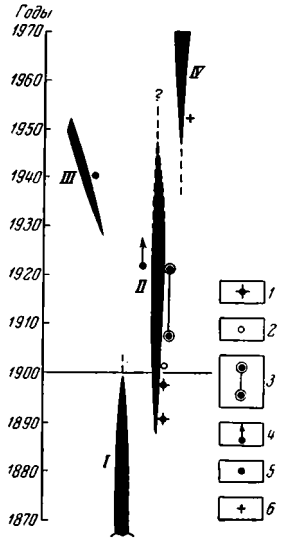
На фиг. 100 показана смена представлений о литогенезе за сто лет, с начала 70-х годов XIX в. до 70-го года XX в.

В 70—80-х годах XIX в. господствовала гидрохимическая концепция, отчетливо прослеживаемая во многих работах русских геологов. Согласно этой концепции, окремнение песчаников и других пород, образование железных и марганцовых руд, фосфоритов, кремнистых пород является результатом воздействия компонентов, растворенных в просачивающихся водах, на ранее первично возникшие известковые пласты и конкреции. Этим карбонатным образованиям приписывалась, таким образом, особая, выдающаяся роль как первой стадии формирования многих аутигенных пород и руд. Причиной того, что именно известковые, а не какие-либо другие породы рассматривались в качестве исходных для метасоматического преобразования в породы иного состава, было то обстоятельство, что из современных первичных аутигенных морских осадочных образований в течение по крайней мере первой половины XIX в. были известны именно карбонатные осадки и никакие другие.

Гидрохимическая концепция генезиса аутигенных пород и руд сочеталась с крайне примитивными представлениями о механической седиментации: галька и гравий — у берега, песок и ил дальше от него; все это залегает в виде полос, оконтуривающих берег (континент). В полосы терригенных отложений было вкраплено большее или меньшее количество раковинного материала, раковинных банок, рифовых построек и т. д. Эти очень примитивные представления, выросшие на базе очень слабого знания современного морского осадкообразования, проецировались и на древние седиментационные области, как это сделано, например, в работе П. А. Земятченского (1896) о каолиновых образованиях юга Европейской России. Экологические же данные по современной фауне, ее различным группам, использовались для анализа биономии древних бассейнов в исследованиях Н. И. Андрусова по неогену Крымско-Кавказской области и М. Э. Ноинского по карбону и перми Самарской луки.

Таким образом то, *что можно назвать общим пониманием осадочного процесса на протяжении XIX в., формировалось целиком под влиянием тогдашних знаний современного осадочного процесса и отражало в своеобразной форме скудость этих знаний.*

Уже в 50—60-х годах XIX в. с развитием глубоководных исследований стали появляться факты, свидетельствующие о том, что современное морское осадкообразование сложнее, чем представлялось тогда. На это указывало, например, открытие в отдельных точках диатомового ила, глауконитового зеленого ила. Но, будучи разрозненными, эти новые факты плохо доходили до сознания геологов и еще ничего не изменяли в их традиционных представлениях о литогенезе. По-настоящему крупный сдвиг произвела лишь экспедиция «Челленджера» (1872—1876 гг.), да и то лишь после того, как был опубликован ее общий отчет «Deep-sea deposits» (1891), давший сводную картину осадконакопления для всех океанов. Выяснилось, что карбонатные отложения в разной форме являются отнюдь не единственным типом аутигенных пород. Существуют и широко развиты еще зеленые глауконитовые илы, накопления фосфоритов, кремнистые диатомовые и радиоляриевые илы (т. е. седиментационные накопления кремнезема), наконец, железо-марганцовые и баритовые стяжения, а также илы, обогащенные цеолитами. Между этими типами осадков и древними глауконитовыми, кремнистыми (опоковыми, трепеловыми и радиоляритовыми) породами, марганцовыми рудами, фосфоритовыми слоями, баритовыми стяжениями было столь бросающееся в глаза сходство, что трудно было оставаться на позициях прежней метасоматической гидрохимической концепции. Из-под нее была выбита почва, и уже скоро, но все же с некоторым запозданием, на рубеже XIX и XX вв. морские аутигенные накопления Fe, Mn, P, SiO_2 и малых элементов (Ba, Sr) начинают считаться первично-седиментационными. И одновременно же было установлено, что все аутигенные седиментационные накопления, прежде чем приобрести облик, присущий древним породам, проходят через более или менее длительную стадию диагенеза, понятие о котором введено Гюмбелем в 1889 г. и особенно отчетливо И. Вальтером в 1893—1894 гг. Произошла первая коренная ломка общего понимания аутигенного литогенеза, возникшая под влиянием крупных открытий экспедиции «Челленджера». Начиная с 1901 г. в работе Н. А. Соколова по никопольским рудам, в исследованиях «фосфоритной комиссии» по фосфоритам (А. Д. Архангельский, Я. В. Самойлов и др.), в изучении керченских руд С. П. Поповым, верхнемеловых отложений Поволжья и Заволжья А. Д. Архангельским, опок, баритов, целестина Я. В. Самойловым, в сводке К. И. Богдановича по рудным месторождениям — мы неизменно встречаемся с пониманием аутигенных пород и осадочных руд как образований *седиментационных, претерпевших большее или меньшее изменение в диагенезе.* Термин



Фиг. 100. Эволюция общих представлений о литогенезе в русской геологии

1 — работы Н. И. Андрусова; *2* — монография Н. А. Соколова о марганцовых рудах; *3* — биогеохимические работы Я. В. Самойлова; *4* — работы В. И. Вернадского; *5* — теория осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова; *6* — теория типов литогенеза Н. М. Страхова. Концепции: *I* — гидрохимическая, *II* — седиментационно-биогенная, *III* — физико-химическая, *IV* — типы литогенеза

«диагенез» быстро входит в оборот и становится общепринятым. Монография «Deep-sea deposits» делается своего рода евангелием для прозелитов новой концепции, и мы постоянно встречаем ссылки на эту классическую работу в самых разнообразных статьях и монографиях. Старшему поколению советских литологов, учившемуся в 20-х годах, седиментационно-диагенетическая трактовка Fe, Mn, P руд, известняков, кремнистых пород, накоплений малых элементов преподносилась уже как нечто само собой разумеющееся и соответственно усваивалась ими. Источники этого нового понимания оставались где-то в тумане, и вовсе не было осознано, что *эта преподносимая им в вузе трактовка есть не что иное, как результат нового, более глубокого и широкого знания современного осадкообразования.*

Характерно, что резкая смена в понимании аутигенного литогенеза сочеталась по-прежнему с весьма примитивным представлением о механической седиментации. Это и естественно. На океанических отложениях, которыми занимались Меррей и Ренар, изучение закономерностей механической седиментации поставить было трудно, а на древних отложениях и того трудней, так как исследователь не располагал достоверными знаниями ни рельефа дна бассейна, ни даже его точных географических очертаний, ни тем более его гидродинамики, без которых, конечно, тщетно углубляться в процессы механического осадконакопления.

И еще одна любопытная черта. *Новое понимание аутигенного осадкообразования, в отличие от прежнего, было не только седиментационно-диагенетическим, но и биогеохимическим.* В нем *решающая роль отводилась организмам, биосу.* Это вытекало не только из простого петрографического изучения многих карбонатных и кремнистых осадков, но и из данных микробиологического исследования осадков и реакций, возбуждаемых в нем бактериальным миром. В разработке последней стороны дела особо значительная роль принадлежит русским ученым — Н. И. Андрусову, М. А. Егунову, Н. А. Надсону, Н. А. Соколову, Я. В. Самойлову и др.

Представления о литогенезе, возникшие под влиянием работ экспедиции «Челленджера», удерживались очень долго, во всяком случае до начала 30-х годов. Но в 30-х годах произошел новый характерный сдвиг. Возникла тенденция истолковать процессы аутигенеза с чисто физико-химической позиции. Причины сдвига были двоякие.

После экспедиции «Челленджера» изучение осадков надолго шаблонизировалось, и вплоть до второй половины 30-х годов не было предложено ни новых перспективных подходов к исследованию современной морской седиментации, ни новых крупных идей. Дело сводилось к медленному улучшению методики обработки осадков и детализации уже высказанных взглядов. Лишь во второй половине 30-х годов, после выхода трудов экспедиции «Метеора», стали намечаться некоторые сдвиги. Стало быть, в течение долгого времени литологи, изучавшие древние породы, питались старыми, приевшимися идеями и данными в области современного осадкообразования. Между тем геохимия и физико-химия уже в 20-х годах выдвинули много новых идей, которые обещали при применении их к осадочному процессу дать новое его понимание. Таким образом, *фонтан физико-химических схем и концепций в литологии забил на фоне не только интенсивного развития геохимии и физико-химии, но и старых ограниченных и уже не удовлетворявших литологов знаний современного процесса. Это не поколебало основного понимания генезиса аутигенных пород и руд в качестве первичных седиментационно-диагенетических образований,* т. е. того, что было достигнуто в результате экспедиции «Челленджера», но повело к новому толкованию самих седиментационных процессов: *вместо биогеохимических они стали в широких кругах трактоваться в качестве физико-химических.* Такой поворот произошел как-то вдруг, в самом начале 30-х годов у целого ряда исследователей:

Л. В. Пустовалова, А. Д. Архангельского, А. В. Казакова, Б. П. Кротова, И. И. Гинзбурга и др. Началось своего рода «физико-химическое поветрие», когда прежние биогеохимические воззрения быстро сдавались в архив, заменяясь физико-химическими. В новом подходе привлекала возможность установления связей между физико-химическими свойствами среды, реально наблюдаемыми или гипотетически устанавливаемыми, и садкой того или другого компонента, использование различия физико-химических свойств компонентов для понимания разного местонахождения их накоплений в бассейне, наконец, возможность объединения некоторых пород или руд в единые группы (например, рудная Al—Fe—Mn). Б. П. Кротов предложил физико-химическую схему генезиса доломитов по реакции Гайдингера. Появилось представление о «геохимических фациях» вообще (Л. В. Пустовалов) и о допустимых и «запрещенных» для каждой фации соединениях. А. Д. Архангельским выдвинута была хемогенная гипотеза генезиса бокситов. А. Д. Архангельским (и М. С. Швецовым) созданы схемы разделения в водоемах Al_2O_3, Fe_2O_3, кремнезема. А. В. Казаков предложил новую схему хемогенной садки фосфатов. Автором этих строк, исходя из геохимических особенностей Al—Fe—Mn, была показана приуроченность их руд к зонам влажных климатов; им же предложена физико-химическая схема генезиса балхашских доломитов. Итогом этих поисков физико-химических концепций была теория осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова, в которой физико-химический подход был выражен весьма ярко в ущерб биогеохимическому.

Изучая судьбу указанных схем, можно, однако, установить, что большинство их было скоро развенчано, и удержались доныне — иногда с видоизменениями — лишь немногие, *именно те, какие базировались на серьезном изучении физико-химических процессов в современных водоемах* (А. В. Казакова — фосфатная; Н. М. Страхова — климатическая приуроченность руд Al—Fe—Mn, связь генезиса доломитов с карбонатным режимом). *В этом обстоятельстве вновь можно видеть решающее влияние знаний современного осадочного процесса для понимания древнего литогенеза.*

При всем различии гидрохимической, биогенно-седиментационной и физико-химической концепций у них была одна общая и характерная черта: неопределенность географической локализации каждой схемы на лике Земли. Все они как-то абстрагировались от географии и, казалось, были приложимы к любой точке земного лика как современного, так и древнего.

Между тем в литературе появлялось все больше работ, свидетельствующих о резком различии хода литогенеза в разных географических, в частности климатических и тектонических регионах.

Все эти работы привели автора к убеждению, что *прежний подход к литологической теории как к концепции, абстрагированной от географической (в частности, климатической) ее локализации, принципиально ошибочен.* Он уже изжил себя в трех вышеизложенных концепциях и требует замены новым, при котором учитывались бы географическое местоположение процесса и, прежде всего, климатическая зональность литогенеза, а также формы его, связанные с вулканизмом. Реализация этой принципиально новой установки, заявленной в 1945 г. в статье о сравнительно-литологическом направлении, привела затем к разработке *четвертой* по счету общей концепции — теории типов литогенеза. Она возникла прежде всего на изучении современного осадконакопления, но оказалась применимой и к осадконакоплению прежних геологических периодов, начиная с кембрия, хотя некоторые черты литогенеза, особенно гумидного, явно эволюционировали во времени.

Введение представлений о типах литогенеза имело два существенных следствия. Придав теории литогенеза ту географическую конкретность,

которой недоставало всем предыдущим концепциям, *она позволила установить связь разных типов литогенеза с общей жизнью внешних геосфер Земли, в частности с глобальной циркуляцией атмосферы и с влиянием магмы, в разных формах прорывающейся на поверхность литосферы.* Вместе с тем обособление типов литогенеза в качестве реальных природных явлений *позволило для каждого из них обнаружить ряд новых фундаментальных фактов, до того неизвестных геологам и потому пропущенных во всех предшествующих схемах литогенеза.*

В частности, именно в теории типов литогенеза были детально разработаны ход и закономерности механической седиментации и выявилась ее огромная роль в формировании химического облика гумидных отложений (о чем раньше и не догадывались). В целом же *произошла вторая коренная ломка в общих воззрениях на литогенез, по значению своему никак не меньшая той, какая имела место на грани XIX—XX столетий под влиянием экспедиции «Челленджера»,* когда метасоматическая гидрохимическая концентрация генезиса аутигенных пород и руд сменилась седиментационно-диагенетической.

Этот краткий обзор позволяет сделать три вывода, имеющих методологическое значение.

1. *Успехи литологической теории находятся в прямой зависимости от успехов в познании современного литогенеза.* Малые знания в этой области породили гидрохимическую концепцию. Экспедиция «Челленджера» (1872—1876 гг.), резко расширившая знания современного морского и океанического осадконакопления, привела к замене гидрохимической концепции седиментационно-биогенной. Новые целеустремленные работы с половины 40-х годов до настоящего времени, выполненные в СССР и отчасти за рубежом и еще больше расширившие знания современного осадконакопления, породили теорию типов литогенеза, свободную от многих недостатков двух названных предшествующих ей концепций. Таким образом, *каждый новый крупный шаг в познании современного осадконакопления быстро содействовал развитию общей литологической теории.*

2. Показательна судьба попытки построить физико-химическую теорию литогенеза, сознательно отстраняясь от использования данных по современному осадкообразованию в водоемах (Пустовалов, 1940). Такой подход сделал теорию дедуктивно-умозрительной, а попытка доказать ее с помощью немногих примеров, а не последовательным анализом всей совокупности имевшегося фактического материала, превратила теорию в натурфилософскую концепцию, весьма далекую от действительного хода природных процессов. Теория после ее опубликования не только не получила подкрепления, но оказалась неспособной к дальнейшему развитию.

3. *Общие представления геологов о древнем литогенезе на каждой данной ступени развития литологии определялись, в конце концов, суммой знаний современного осадконакопления.*

Можно поэтому считать, что именно *сравнительно-литологический метод,* усиленно культивировавшийся в русской геологии с девятисотых годов, менявший свои формы и совершенствовавшийся, *вывел научную мысль на правильный путь построения литологической теории и создал основы ее.* Дальнейшее совершенствование теории невозможно без дальнейшей работы этим методом. *Отрицание его действенности и ведущей роли возможно лишь тогда, когда исследователь не знает истории литологических идей либо сознательно ее игнорирует.*

2. Эксперимент в разработке литологической теории

Анализируя звенья, из которых сложилась сравнительно-литологическая теория литогенеза, нельзя не отметить еще одного из них — экспериментальных работ. Я имею в виду, прежде всего, те исследования физико-химических равновесий, которые были проведены частью за рубежом, частью в СССР и содействовали правильному пониманию процессов, происходящих в современных водоемах, а через них, следовательно, и древнего литогенеза. Я особенно подчеркиваю, что *экспериментальные работы были важны прежде всего для понимания современного процесса, ибо их обычно нельзя приложить прямо и непосредственно к древнему породообразованию, а если это делается, то получаются произвольные заключения, имеющие только видимость доказательности.*

Из исследований по равновесиям чрезвычайно показательна роль, которую сыграло изучение растворимости кремнезема при разных условиях pH и температуры. Начатое еще Муром и Мейнардом в 1929 г., оно было продолжено в 1940 г. Корренсом и затем в 50-е годы рядом американских (Александер, Краускопф и др.) и японских ученых (Окамото, Гото, Окура). В конце концов, исследователи пришли к согласному заключению, что растворимость кремнезема при температуре 25° С и ниже невелика, достигая 100—120 *мг/л,* что она растет с повышением температуры, что в интервале pH 7—8,2 растворимость меняется мало (хотя и увеличивается с возрастанием pH) и что переход от дистиллированной воды к морской не оказывает заметного влияния на растворимость кремнезема. Эти данные позволили однозначно решить вопрос о состоянии кремнезема в речных водах, морях и океанах и о процессах извлечения кремнезема из воды. Поскольку количество кремнезема в речной воде 5—12 *мг/л,* а в морской воде колеблется от 0,5 до 2,5 *мг/л,* редко до 5 *мг/л,* он, очевидно, чрезвычайно далек в них от насыщения и может уходить в осадок единственным путем — биогенно, экстракцией диатомовыми водорослями, губками, радиоляриями, кремнежгутиковыми водорослями. Такое понимание процесса находится в полном согласии с формами нахождения кремнезема в осадках: только в виде скелетных частей названных организмов. Очень важна была констатация того факта, что *морская вода диспергирует коллоидные формы кремнезема, превращая их в молекулярные растворы.* Этим самым лишается опоры представление, будто дельтовые зоны рек представляют собой места массового осаждения SiO_2, коагулирующего под воздействием соленой морской воды (Л. В. Пустовалов). Биогенная природа осаждающегося SiO_2 и резкая недосыщенность им морской воды в только что осевшем осадке ведут к тому, что тотчас же начинается переработка биогенного SiO_2, переход его в иловую воду и обратное осаждение в виде менее растворимых опалов с превращением их затем в халцедон и т. д. При этом бо́льшая или меньшая доля исходного биогенного кремнезема становится опаловой, опалово-халцедоновой, т. е. приобретает вид химического осадка. Для литологов, работающих только со шлифами древних пород, именно эта аморфная форма SiO_2 при отсутствии биогенной (и даже при частичном ее наличии) до сих пор служит основанием для категорических утверждений о хемогенной садке SiO_2 в древних морях или о комбинированном хемогенно-биогенном его осаждении. Выше были рассмотрены комбинированная и хемогенная гипотезы и показано, что для участков моря, отдаленных от вноса гидротерм, эти представления совершенно не отвечают действительности. Изучение поровых вод в глубоких частях океанических осадков полностью подтвердило этот негативный вывод. Таким образом, экспериментальные работы по растворимости кремнезема, результаты которых полностью совпадают с формами нахожде-

ния SiO_2 в современных осадках и с последующей судьбой их, заставляют радикально изменить отношение литологов к картинам, наблюдаемым в шлифах древних пород. *Отнюдь не всегда микро- или криптозернистость или даже полная аморфность какого-либо аутигенного компонента (например, SiO_2 и др.) достаточны для признания его хемогенной садки из воды бассейна.* Нужно предварительно знать, как садится он в современных морях и какова его физико-химия вообще, прежде чем делать заключение из того, что показывают шлифы. Толкование микроскопических картин становится сейчас сложным: *непосредственно наблюдаемое в шлифах может скрывать за собой длительную историю преобразований первичной формы поступления данного компонента породы в современную его форму*, как это и доказано сейчас для кремнистых пород юры и мела — опок, гезов и т. д. Прежний упрощенный, так сказать, «птоломеевский» подход к истолкованию структуры аутигенных компонентов (когда внешняя форма и суть явления отождествляются) должен смениться боле тонким «коперниковским», *когда за видимостью явления стараются вскрыть его действительную сущность.* К сожалению, до сих пор лишь немногие литологи осознали сложность толкования микроструктур аутигенных минералов и необходимость предварительного проведения указанной выше работы. Отсюда упорное отстаивание представлений, под которыми нет серьезной базы.

Очень важны также данные Г. Ваттенберга (Wattenberg, Timmermann, 1937) по растворимости $MgCO_3$ и $SrCO_3$, полученные экспериментально. Они показали, что произведения активных концентраций ионов у этих соединений далеки от их произведений растворимости для морской воды. Стало быть, их экстрагирование из последней может также осуществляться только биогенным путем. Сейчас известны и группы организмов-экстракторов $MgCO_3$ и $SrCO_3$, и установлено, что повышение температуры бассейна усиливает «магниевую функцию» организмов. Поэтому низкие широты морей являются главными зонами, где происходит биогенная аккумуляция $MgCO_3$. Не менее существенны также результаты А. Митчелла (Mitchell, 1923), указывающие, что при современных давлениях CO_2 в атмосфере химическая садка $MgCO_3$ порождает только его основные соли. Средняя соль углекислого магния возникает только при несколько более высоком pCO_2. Эти факты объясняют неудачи экспериментального получения доломита не только испарением искусственно приготовленных карбонатных растворов, но и проб природной балхашской воды (Страхов, 1951).

Сложную картину дали экспериментальные работы по равновесиям $CaCO_3$ (К. Бух, Г. Ваттенберг, А. И. Левченко и др.). Эти равновесия принадлежат сейчас к числу наиболее изученных и разработанных, и по их данным можно производить уверенные расчеты состояния $CaCO_3$ в данном растворе. Оказалось, что воды северных морей (Ледовитый океан, северная часть Атлантики, Антарктический бассейн) не насыщены $CaCO_3$ на всем их разрезе от поверхности до дна, причем причиной ненасыщения являются пониженная температура воды и потому повышенное содержание в ней CO_2. По мере перехода в низкие широты $CaCO_3$ постепенно переходит в фазу насыщенного, а потом и пересыщенного раствора до двух-трехкратного пересыщения. Но такое состояние характерно лишь для верхних нескольких сотен метров (300—400 *м*); ниже, вплоть до дна, $CaCO_3$ опять переходит в фазу ненасыщения, хотя оно здесь и невелико (несколько процентов от требуемого количества). Поэтому, если в верхних зонах и происходит в какой-то мере химическая садка $CaCO_3$, то в более глубоких горизонтах этот хемогенный кальцит должен растворяться, что видно на раковинах фораминифер, упавших на дно.

На примере $CaCO_3$ раскрывается еще одна характерная черта осадочного процесса. *Когда вода пересыщена $CaCO_3$, принципиально могут иметь место и хемогенная его садка, и биогенное извлечение.* Возникает своего рода конкуренция между двумя противоборствующими процессами. Итог борьбы определяется соотношением скорости снятия пересыщения чисто химическим путем и биологической экстракцией. Экспериментально установлено и в природе проверено, что пересыщенные растворы $CaCO_3$ (равно как и других соединений) обладают большой устойчивостью даже тогда, когда пересыщение достигает 4—10 раз. Между тем активность микроорганизмов в экстрагировании $CaCO_3$ очень велика. В результате даже в южных широтах, где $CaCO_3$ резко пересыщает воду, реальная садка его идет все же биогенным путем, главным образом выделением в раковинах фораминифер и кокколитофорид. И только в редких и исключительных случаях, как, например, на Багамской банке, находятся илы несомненно хемогенного происхождения. Тем не менее в илах глубоких частей морей и океанов (например, в глобигериновом илу), помимо раковинного $CaCO_3$, имеется (и иногда в значительных количествах) еще весьма тонкозернистый кальцит. Его можно было бы зачислить в хемогенный, но К. Корренс еще в 1935 г., после обработки материалов экспедиции «Метеора», показал, что этот порошкообразный кальцит появляется в результате гниения органического вещества, склеивающего микрозерна $CaCO_3$ в фораминиферовых раковинах. Одно время под влиянием работ Дрью (Drew, 1914), установившего экспериментально, что при денитрификации, обусловленной деятельностью бактерий-денитрификаторов, осаждается кальцит, возникла идея о специфических известковых бактериях, функцией которых является осаждение $CaCO_3$. Разбор относящейся сюда литературы, проведенный автором в 1948 г., показал, что никаких специфических кальциевых бактерий нет, а процессы денитрификации, происходящие в морских водах, столь ничтожны количественно (из-за ничтожного содержания нитратов), что практически никакого значения в образовании $CaCO_3$ иметь не могут. Реально биогенное выделение $CaCO_3$ осуществляется фораминиферами, некоторыми водорослями и высшими животными. Таким образом, *для разъяснения истинной природы процессов осаждения $CaCO_3$ в морских водоемах пришлось проделать большую экспериментальную и аналитическую работу.*

К сожалению, менее успешны были работы по фосфатным равновесиям. Данные А. В. Казакова (1938) столь приблизительны, что по ним нельзя было рассчитать, насыщает ли фосфат кальция морскую воду или находится в недосыщенном состоянии. Последующие исследования А. И. Смирнова и Е. В. Рожковой также не внесли в это ясности, ибо дали противоречивые результаты. Здесь предстоит еще большая дополнительная работа.

В целом же изучение равновесий в системе SiO_2—$MgCO_3$—$SrCO_3$—$CaCO_3$ полностью подтвердило прежние представления о биогенном характере садки перечисленных компонентов из современной морской воды. Ибо первые три находятся в ней в резко ненасыщенном состоянии и потому не могут осаждаться химически. Углекислый же кальций хотя и пересыщает большую поверхностную зону морей (в низких широтах), но снятие пересыщения чисто химическим путем тормозится большой устойчивостью пересыщенных растворов, поэтому реальная разгрузка воды от $CaCO_3$ и здесь идет биогенным путем (исключая редкие случаи на мелководье, в условиях типа Багамской отмели).

Значение экспериментальной работы заключалось в данном случае не только в подтверждении биогенного способа осаждения SiO_2, $MgCO_3$, $SrCO_3$, $CaCO_3$, но и в том, что она открывала пути к познанию процессов, протекающих в диагенезе. В самом деле, поскольку названные вещества

недосыщают придонную воду, а значит, и иловую воду самых поверхностных слоев осадка, естественно, что биогенно выделенные твердые фазы SiO_2, $MgCO_3$, $SrCO_3$, $CaCO_3$ неминуемо должны растворяться в той или иной мере, а растворы — порождать затем новые аутигенные минералы, как только какие-либо комбинации ионов достигнут насыщения. Таким образом, *экспериментальные работы не только подтверждали выводы о характере механизма современной аутигенной седиментации, полученные петрографическим изучением самого осадка, но проливали новый свет и на процессы диагенеза.*

В 50-х годах в зарубежной, особенно в американской, литературе по инициативе Гаррелса стали часто прибегать к составлению диаграмм равновесий, рассчитанных термодинамическим путем для соединений многих элементов, особенно Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Ni, Co и др., в условиях разного окислительно-восстановительного и щелочно-кислотного режима. Эти диаграммы наибольший интерес представляют уже для познания диагенетической стадии литогенеза и действительно во многом помогли понять ход диагенетических преобразований и характер возникающих парагенезов. Некоторым литологам стало казаться, что диаграммы в координатах Eh—pH вообще являются, так сказать, талисманом, раскрывающим формирование парагенезов аутигенных минералов в осадочных породах и рудах. Стали создаваться классификации, в которых каждому парагенезу (или соответствующей породе) отвечали те или иные поля в системе Eh—pH. У нас такая классификация была предложена Г. И. Теодоровичем[1] (в 1947 г.), у американцев — Гаррелсом и Крумбейном (Krumbein, Garrels, 1952).

Отнюдь не отрицая большой роли Eh и pH в формировании аутигенных минералов в диагенезе, все же надо признать, что *только* этих двух факторов еще недостаточно для понимания механизма диагенетического минералообразования. Показательно в этом отношении сравнение парагенезов железных и марганцовых руд восстановительной зоны. Как уже отмечалось выше, у осадочных железных руд это комбинация в разных соотношениях лептохлоритов (т. е. силикатов железа) с сидеритом (или сидероплезитом) и сульфидами (иногда еще с фосфатами) железа. У марганцовых руд, не претерпевших метаморфизма, практически представлен только родохрозит (или кальциевый родохрозит), с которым ассоциирует пирит, но никогда не бывает ни силикатов марганца (например, родонита), ни его сульфидов (например, алабандина или гауэрита). Между тем, если сравнить термодинамически рассчитанные поля в системе координат Eh—pH, то они оказываются настолько близкими (например, у Гаррелса), что видеть причину существенных различий в парагенезах железных и марганцовых минералов в физико-химических параметрах среды невозможно. Причины приходится искать в другом. Дело в том, что, как уже было указано выше, растворимость сульфидов марганца в 100 раз выше растворимости сульфидов железа. И естественно, что при появлении H_2S в иловой воде он будет связываться и осаждаться прежде всего железом, а не марганцем. А так как железа в осадке более чем достаточно, чтобы связать весь H_2S, получающийся от редукции SO_4^{2-} морской воды, то, естественно, его просто не хватает для осаждения сульфида марганца, поэтому последний в осадочных марганцовых рудах отсутствует. Причина отсутствия $MnSiO_3$ в марганцовых рудах в известной мере аналогична. Силикаты марганца возникают тогда, когда в растворе ионы SiO_3^{2-} преобладают над ионами CO_3^{2-} (Краускопф, 1963). В природных же условиях и в наддонной, и в иловой водах всегда преобладают ионы CO_3^{2-} над ионами SiO_3^{2-}. Это предопределяет отсутствие силикатов марганца в восстановительной зоне марганцоворудного осадка.

[1] Хотя идея ее принадлежит Л. В. Пустовалову (1933б).

Можно указать еще на тот удивительный факт, что во всех отложениях восстановительной зоны (будут ли это руды или обычные породы) Cu, Pb, Zn, As, Sb, Hg и другие тяжелые металлы присутствуют только в виде сульфидов. Иногда даже в породах с красноватым цветом эти сульфиды присутствуют в виде вкраплений (например, в фации Rote Fäule мансфельдских сланцев). Некоторое влияние здесь оказывает, конечно, то, что разделительная граница сульфидов и карбонатов названных металлов в термодинамических диаграммах несколько поднята вверх сравнительно с аналогичной границей у Fe (и Mn). Но решающую роль играет все же не это обстоятельство, а исключительно малая растворимость сульфидов Pb, Cu, Zn, As, которые и садятся первыми, *как только в илу возникнут даже следы* H_2S.

Надо иметь в виду еще, что диаграмма Eh—pH действительна только для тех соединений, в составе которых имеются элементы, способные изменять свою валентность. Но когда их нет, как, например, у хлоридов и карбонатов K, Na, Ca, Mg, втискивать их накопления (например, каменную соль, карналлиты, сильвиниты, а также известняки и доломиты) в классификацию, построенную в координатах Eh—pH, как это делается, например, в классификации Г. И. Теодоровича, совершенно противоестественно. Сама такая классификация неизбежно приобретает формальный и схоластический характер.

Беря в целом и экспериментальные работы по равновесиям, и рассчетные термодинамические диаграммы, следует признать, что они существенно помогли правильному пониманию процессов литогенеза. В то же время надо подчеркнуть своеобразный характер их влияния. *Разработанные экспериментально диаграммы равновесий можно было использовать только для анализа процессов современного осадконакопления, так как только для него исследователь располагает знанием состава воды в морских бассейнах и поэтому может рассчитать, находятся ли* $CaCO_3$, $MgCO_3$, $SrCO_3$, SiO_2 *в состоянии насыщенных или недосыщенных растворов. Прилагать эти данные непосредственно к древним водоемам нельзя, ибо, строго говоря, неизвестен состав их воды*[1]. Таким образом, диаграммы равновесий названных компонентов оказывают помощь теории литогенеза через *изучение современных отложений.* Они являются составной частью сравнительно-литологического метода и никакого другого.

Что касается термодинамически рассчитанных диаграмм Гаррелса, то они дают *лишь общие наведения* при изучении парагенезов минералов, в составе которых присутствуют элементы с изменяющейся валентностью. Они полезны при изучении как современного, так и древнего литогенеза независимо друг от друга. Но при этом нужно иметь в виду, как уже говорилось выше, что парагенезы минералов контролируются не только величинами Eh—pH, свойственными осадкам, но и растворимостями минералов и устойчивостью их в данных условиях. Кроме того, окислительно-восстановительный режим в осадках реально создается жизнедеятельностью бактерий и постепенно разлагающимся косным (мертвым) веществом. Поэтому для характеристики всех этих процессов как в современных, так и в древних осадках целесообразно пользоваться диаграммами форм железа в сочетании с количеством остаточного (а еще лучше — рассчитанного первоначально бывшего) органического вещества в осадках. Эти диаграммы предложены автором и Э. С. Залманзон (1955) на примере отложений C_2^6 Донбасса. Содержания $C_{орг}$, пошедшие на редукцию Fe^{3+} и SO_4^{2-}, в той или иной точке поля диаграммы можно принять в первом приближении за характеристику ёмкости редукционного про-

[1] Для SiO_2 после бурения в океанах это уже возможно, по крайней мере для морских участков, удаленных от вулканических очагов.

цесса, а сами соотношения форм железа — за напряженность процесса. Эти диаграммы являются, по существу, попыткой приспособить рассчетные диаграммы Гаррелса к изучению процессов, протекающих в диагенезе. И те и другие диаграммы имеют общий и, так сказать, полуколичественный характер, *так как разное качество органического вещества и перераспределение разных форм железа в осадке нарушают строгие соотношения между этими формами и количеством исходного органического вещества.*

Все предыдущее касалось экспериментальных работ в области гумидного литогенеза. Еще большее значение имело изучение равновесий в познании литогенеза аридного, в частности галогенеза. Работы Вант-Гоффа, Д'Анса здесь впервые раскрыли глаза на возможный механизм галогенной седиментации. Сознательно говорю — «возможный», ибо проверка его на природных объектах показала, что *в природе галогенез идет все же не так, как в лабораторных сосудах.* Достаточно напомнить специфику «солнечного испарения» рапы, открытую Н. С. Курнаковым и В. И. Николаевым и показавшую, что в природе выделение твердых солевых фаз происходит по метастабильному пути, а не так, как это представлялось Вант-Гоффу и его последователям, оперировавшими «стабильными» диаграммами. Если присоединить к этому еще процессы метаморфизации рапы, тоже неизвестные Вант-Гоффу, открытые и изученные в природе (и экспериментально) русскими галургами, а также наличие годичных гидрохимических циклов в соляных водоемах и характерную стадийность их развития, заканчивающегося стадией «сухого» озера с его специфическими процессами, то станет ясным, что *и в познании галогенеза эксперимент оказывал настоящее плодотворное действие только через изучение современного процесса.* Иначе говоря, и в данном случае разработка равновесий в системе легкорастворимых солей оказывается, строго говоря, составной частью сравнительно-литологического метода и никакого другого. Без сопоставления результатов эксперимента с тем, как протекает процесс в природе в современных соляных водоемах, эксперименты могут приводить — и приводили на деле — к совершенно превратным представлениям о механизме галогенеза.

К сожалению, это обстоятельство часто не учитывается, и нередко эксперимент противопоставляется как нечто более достоверное и точное сравнительно-литологическому исследованию современного осадконакопления в природе. *Это, конечно, принципиально неверно и может порождать только ошибочные представления.* Следует помнить, что *всякий эксперимент проводится в несравненно более простых, примитивных условиях сравнительно с тем, что имеется в природе.* Именно поэтому необходимо сопоставление экспериментально полученных данных и представлений с тем, как идет процесс в природе, т. е. в современном седиментогенезе, который представляет собой, в сущности, тоже эксперимент, только несравненно более сложный и длительный, поставленный самой природой, а не человеком. Без взаимоувязки упрощенного человеческого эксперимента с грандиозным современным природным теории литогенеза развивать дальше нельзя. Чем скорее и полнее это будет понято, тем быстрее будет развиваться литологическая теория.

ЛИТЕРАТУРА

Алабышев В. В. 1932. Зональность озерных отложений. — Изв. Сапропел. ком., вып. 6.

Алекин О. А., Бражникова Л. В. 1964. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука».

Андреев А. П. 1875. Ладожское озеро, ч. 1—2. СПб.

Андрусов Н. И. 1889а. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 24, вып. 1—2.

Андрусов Н. И. 1889б. Современное состояние наших знаний о распределении осадков и организмов в глубинах океанов. — Горн. ж., 3, № 9. То же. Избр. труды, т. 4. М., «Наука», 1965.

Андрусов Н. И. 1890а. О необходимости глубоководных исследований в Черном море. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 26, вып. 2. То же. Избр. труды, т. 4. М., «Наука», 1965.

Андрусов Н. И. 1890б. [Предварительный отчет об участии в Черноморской глубокомерной экспедиции 1890 г.] — Изв. Русск. геогр. об-ва, 26, вып. 2 (5).

Андрусов Н. И. 1892. Некоторые результаты экспедиции «Черноморца». — Изв. Русск. геогр. об-ва, 28, вып. 4.

Андрусов Н. И. 1893а. Обзор новых работ по океанографии, имеющих значение для геологии. Ст. 2. — Вестн. естествозн., № 3—4.

Андрусов Н. И. 1893б. Проблемы изучения Черного моря и стран, его окружающих. 1. Мраморное море. — Зап. Акад. наук, 72, вып. 3, прил.

Андрусов Н. И. 1894. Проблемы дальнейшего изучения Черного моря и стран, его окружающих. 2. О сероводородном заражении Черного моря. — Зап. Акад. наук, 8 серия, 1, № 7.

Андрусов Н. И. 1896а. Карабугазский залив. — Сельск. хоз-во и лесоводство, № 10.

Андрусов Н. И. 1896б. Экспедиция «Селянина» на Мраморном море. — Зап. Русск. геогр. об-ва, общ. геогр., 33, вып. 2.

Андрусов Н. И. 1897. Бактериология и геология, их взаимные отношения. Вступительная лекция. — Уч. зап. Юрьевск. ун-та, № 1.

Андрусов Н. И. 1905. Босфор и Дарданеллы. (Исторический обзор мнений об их происхождении). — Землеведение, 12, кн. 1—2.

Аншелес О. М. 1927. Микроскопические исследования глин, песков и бокситов Череповецкой губернии. — Изв. Геол. ком., 46, № 2.

Архангельский А. Д. 1909. Геологическое описание фосфоритоносных отложений Костромской губернии по Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. В кн. «Отчеты по геологическому исследованию фосфоритовых залежей», вып. 1. М.

Архангельский А. Д. 1910. Исследования залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губернии. В кн. «Отчеты по геологическому исследованию фосфоритовых залежей», вып. 2. М.

Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, т. 1—2. Пг.

Архангельский А. Д. 1927а. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. В кн. «Фосфориты СССР». Л., Изд-во Геол. ком. То же. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Архангельский А. Д. 1927б. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн. «Фосфориты СССР». Л., Изд-во Геол. ком. То же. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Архангельский А. Д. 1927в. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М., Изд-во Сов. нефт. пром. То же. Избр. труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Архангельский А. Д. 1927г. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 5, вып. 3—4.

Архангельский А. Д. 1928. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 6, вып. 1.

Архангельский А. Д. 1930. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 8, вып. 1—2.

Архангельский А. Д. 1933. К вопросу об условиях образования бокситов в СССР. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 11, вып. 4.
Архангельский А. Д. 1934а. Сернистое железо в отложениях Черного моря. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 12, вып. 3.
Архангельский А. Д. 1934б. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. В кн. «Проблемы Волго-Каспия», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Архангельский А. Д. 1936. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. В сб. «Памяти В. И. Вернадского», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Архангельский А. Д. 1937. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд. АН СССР.
Архангельский А. Д. 1952. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Изд. 2-е. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР. (1-е изд. 1912 г.).
Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. 1932. Об условиях накопления меди в осадочных породах. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 2.
Архангельский А. Д., Копченова Е. В. 1934. О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 12 (2).
Архангельский А. Д., Копченова Е. В. 1935. К познанию химического состава железных руд СССР. М.—Л., ОНТИ.
Архангельский А. Д., Страхов Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Архангельский Н. И. 1937. Условия залегания и генезис уральских бокситов. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия».
Аршинов В. В. 1916. Алюминиевые руды и возможность их нахождения в России. — Мат-лы для изуч. естеств. производит. сил России, вып. 6.
Батурин В. П. 1931. Физико-географические условия века продуктивной толщи. — Труды Аз. нефт. исслед. ин-та, вып. 1 и 2. Баку.
Батурин В. П. 1935. К литологии Кузнецкого бассейна. С кратким стратиграфическим очерком Кемеровского района. — Труды Центр. науч. исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 55.
Батурин В. П. 1937. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, М., ОНТИ, АзОНТИ.
Батурин В. П. 1947. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Батурин В. П., Копылова Е. К. 1956. Геологический очерк по южной и средней частям Каспийского моря. В кн. «Современные осадки Каспийского моря». М., Изд-во АН СССР.
Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. 1970. Фосфоритообразование и соотношение между органическим веществом и фосфором в современных морских осадках (на примере шельфа Юго-Западной Африки). — Литол. и полезн. ископ., № 3.
Безруков П. Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 32.
Белов Н. А., Лапина Н. Н. 1961. Донные отложения Арктического бассейна. Л., «Морской транспорт».
Берг Л. С. 1908. Аральское море. — Изв. Туркестанск. отд. Русск. геогр. об-ва, 5, вып. 9.
Бергер М. Т. 1969. К характеристике каолинита полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Бетехтин А. Г. 1936. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 60.
Бетехтин А. Г. 1937а. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Бетехтин А. Г. 1937б. Проблема марганцевых руд в СССР. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Бетехтин А. Г. 1946. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Богданович К. И. 1911. Железные руды России. СПб.
Богданович К. И. 1913. Рудные месторождения, т. I, вып. 1—5. СПб.
Бокситы, т. I., ч. 2. 1936. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. III.
Бродская Н. Г. 1952. Донные отложения и процесс осадкообразования в Аральском море. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 115. геол. серия, № 57.
Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. 1968. Фосфатонакопление в вулканических областях. В сб. «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. II. М., «Наука».
Бруевич С. В. 1941. О балансе биогенных элементов в Каспийском море. — Труды Ком. по компл. изуч. Каспийского моря, вып. 14.

Бруевич С. В. 1953. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Бубнов С. Н. 1935. Геология Европы, т. 2. Л.—М., ОНТИ.
Будянская М. Л. 1948. Миграция фосфора в донных отложениях Каспийского моря. — Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 5 (№ 7).
Бутузова Г. Ю. 1966. Железорудные осадки фумарольного поля вулкана Санторин (Эгейское море), их состав и генезис. — Докл. АН СССР, **168**, № 6.
Бутузова Г. Ю. 1968. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Бушинский Г. И. 1934. Петрография фосфоритов Западной области. В кн. «Агрономические руды СССР», т. 3, ч. 2. (Труды Науч.-исслед. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 124). М.—Л.
Бушинский Г. И. 1937. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол.. **15**, № 5.
Бушинский Г. И. 1938. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **16**, вып. 4.
Бушинский Г. И. 1946. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., **21**, вып. 3.
Бушинский Г. И. 1954. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, серия геол., № 67.
Бушинский Г. И. 1963. Титан в осадочном процессе. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Бушинский Г. И. 1966. О происхождении морских фосфоритов. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
Бушинский Г. И., Горецкий Ю. К. и др. 1958. Минералогия и генезис бокситовых месторождений. Сб. статей. М., Изд-во АН СССР.
Валяшко М. Г. 1951. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессе испарения океанской воды как фактор, определяющий образование месторождений калийных солей. — Докл. АН СССР, **77**, № 6.
Валяшко М. Г. 1952. Галит, основные его разности, встречаемые в соляных озерах, и структурные особенности. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 23.
Валяшко М. Г. 1956. Геохимия месторождений калийных солей. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». М., Изд-во АН СССР.
Валяшко М. Г. 1961. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ.
Валяшко М. Г. 1963. Генезис рассолов осадочной оболочки. В кн. «Химия земной коры», т. I. М., Изд-во АН СССР.
Валяшко М. Г., Петрова Е. М. 1952. Метаморфизация ионом кальция соляных вод карбонатного типа. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 23.
Васильев А. С. 1898. Исследование Куяльницкого лимана. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., **22**, вып. 2.
Вериго А. А. 1880. О характере соляной массы в ране Куяльницкого и Хаджибейского лиманов. — Горн. ж., **4**, № 9.
Вериго А. А. 1892. Характер химических реакций, вызывающих образование лечебной лиманной грязи. — Отчеты о деятельности Одесск. бальнеол. об-ва, вып. 4.
Вериго А. А. 1898. Исследование Куяльницкого и Хаджибейского лиманов. — Отчеты Одесск. бальнеол. об-ва, вып. 5.
Вернадский В. И. 1960. Избранные сочинения, т. 5. М., Изд-во АН СССР.
Викулова М. Ф. 1941. Глины и каолин. В сб. «Неметаллические ископаемые СССР», т. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Виноградов А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, № 7.
Вишняков С. Г. 1940. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. — Труды Ленингр. геол. упр., вып. 21.
Вишняков С. Г. 1956. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4.
Влодарская В. Р. 1968. Об аллотигенности глинистых минералов мезо-кайнозойских отложений Западного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Войтов В. И. 1967. Аномалия температуры и солености в Красном море. — Докл. АН СССР, **174**, № 6.
Волков А. Н. 1937. Условия залегания и генезис тихвинских бокситов. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Волков И. И. 1961а. О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря. В сб. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
Волков И. И. 1961б. О свободном сероводороде и некоторых продуктах его превращений в Черном море. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, **50**.

Волков И. И., Остроумов Э. А. 1957а. Конкреции сульфида железа в отложениях Черного моря. — Докл. АН СССР, 116, № 4.
Волков И. И., Остроумов Э. А. 1957б. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря. — Геохимия, № 4.
Волков И. И., Севастьянов В. Ф. 1968. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Врангель Ф. Ф. 1890. Черноморская глубоководная экспедиция 1890 г. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 26.
Гаррелс Р. 1962. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. Пер. с англ. М., ИЛ.
Геохимия кремнезема. Сб. статей. М., «Наука», 1966.
Гильзен К. К. 1905а. Исследование образцов грунта южной и средней частей Ладожского озера. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 41.
Гильзен К. К. 1905б. Материалы по исследованию грунта Ладожского озера. — Изв. Русск. геогра. об-ва, 41.
Гильзен К. К. 1911. Грунт Аральского моря. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 10. — Изв. Туркестанск. отд. Русск. геогр. об-ва, 8, вып. 1.
Гильзен К. К. 1912. Удельный вес образцов грунта и способ его определения. СПб.
Гильзен К. К. 1915. Материалы по исследованию Байкальского озера. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 51, вып. 3.
Гильзен К. К. 1918. О слоистости осадков глубоких озер. — Изв. Российск. Акад. наук, серия 6, № 18.
Гильзен К. К., Гинзбург И. И. 1930. Исследования грунта Онежского озера. — Труды Минер. музея АН СССР, 4.
Гиммельфарб Б. М. 1958. Закономерности геотектонического размещения фосфоритов СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Гиммельфарб Б. М. 1965. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра».
Гинзбург И. И. 1912. Каолин и его генезис. — Изв. СПб. политехн. ин-та, отд. техн., естеств. и матем., вып. 17—18.
Гинзбург И. И. 1915. Опыт характеристики генетических типов глинистых образований. В кн. «Сборник научных работ, посвященных профессору Ф. Ю. Левинсон-Лессингу». СПб.
Гинзбург И. И. 1941. Глины и каолин. В сб. «Неметаллические ископаемые СССР», т. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Глаголева М. А. 1959. Формы миграции элементов в речных водах. В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР.
Глаголева М. А. 1961. К геохимии осадков Черного моря. В сб. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
Глинка К. Д. 1896. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания. СПб.
Годлевский М. Н. 1937. Об одной закономерности в гидатогенных процессах минералообразования. — Зап. Всеросс. минер. об-ва, 66, вып. 3.
Горецкий Ю. К. 1960. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 5, новая серия.
Горшкова Т. И. 1957. Осадки Карского моря. — Труды Всес. гидробиол. об-ва, 8.
Горшкова Т. И. 1961. Осадки Рижского залива. — Труды науч.-исслед. ин-та рыбн. хоз-ва СНХ Латв. ССР, 3.
Григорьев В. Н. 1968. Геосинклинальные бокситы. В сб. «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. II. М., «Наука».
Гримм Р. А. 1877. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 2. В кн. «Труды Арало-Каспийской экспедиции», вып. 2. СПб.
Грязнов В. И., Баранова Н. М., Басс Ю. Б. и др. 1964. Никопольский марганцоворудный бассейн. М., «Недра».
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. 1949. Литологические исследования в Буреинском бассейне. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, вып. 176.
Дербиков И. В. 1967. Некоторые данные к проблеме геосинклинальных бокситов в вулканогенных толщах палеозоя Урало-Саянской области. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Дерпгольц В. Ф. 1963. Гидросфера и хлор. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Дерпгольц В. Ф. 1966. О глубинной гидросфере. В сб. «Проблемы происхождения нефти». Киев.
Дзоценидзе Г. С. 1965. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра».
Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б. 1970. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразований. — Геохимия, № 8.
Домарев В. С. 1948. О генезисе месторождений типа медистых песчаников. — Мат-лы Всес. науч.-исслед. ин-та полезн. ископ., сб. 4.

Дубянский В. В. 1905. Об овручских песчаниках. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 20, вып. 1.
Егунов М. А. 1897—1898. Сернистое железо и водная окись железа в почвах лиманов и Черного моря. — Ежегодник по геол. и минер. России, 2.
Егунов М. А. 1900. Биоанизотропные бассейны. — Ежегодник по геол. и минер. России, 4.
Епифанов Б. П. 1956. О возрасте и общих условиях образования тульского железорудного горизонта. — Докл. АН СССР, 108, № 2.
Епифанов Б. П., Гуров Н. И. 1937. Тульские железные руды. — Труды Моск. геол. треста, вып. 25.
Епифанов Б. П., Козлечкова А. В. 1967. Кремнистые образования в железорудном горизонте Тульской области (Подмосковный бассейн). — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Ергольская З. В. 1936. Петрографическое изучение барзасских углей. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 70.
Жемчужников Ю. А. 1926. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 7, вып. 1.
Жемчужников Ю А. 1932. Введение в петрографию углей. Л.—М., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1934. Введение в петрографию углей. Л.—М., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1935. Общая геология каустобиолитов. Л.—М., ОНТИ.
Жемчужников Ю. А. 1948. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. — Литол. сб., 1.
Журбицкий Б. И., Маричев К. И. 1968. Некоторые геологические особенности медистых песчаников Джезказгана и некоторые вопросы поисков медных руд. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
Залесский М. Д. 1914а. О природе *Pila*, желтых телец богхеда и о сапропеле Ала-Кульского залива оз. Балхаш. — Изв. Геол. ком., 38.
Залесский М. Д. 1914б. Очерк по вопросу образования угля. СПб.
Залесский М. Д. 1914—1915. О новом типе угля. — Геол. вестн., 1—2.
Залесский М. Д. 1915. Естественная история одного угля. — Труды Геол. ком., новая серия, вып. 139.
Залесский М. Д. 1917. О морском сапропелите силурийского возраста, образованном сине-зеленой водорослью. — Изв. АН СССР, № 1.
Залесский М. Д. 1928. Первые микроскопические исследования нижневолжского горючего сланца. — Изв. Сапропел. ком., вып. 4.
Западно-Сибирский железорудный бассейн. Сб. статей. Новосибирск, 1964.
Зеленов К. К. 1969а. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Зеленов К. К. 1960б. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Зеленов К. К. 1963. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
Зелинский Н. И., Брусиловский Е. М. 1898. О сероводородном брожении в Черном море и Одесских лиманах. — Отчеты о деятельности Одесск. бальнеол. об-ва, вып. 5.
Земятченский П. А. 1889. Железные руды Европейской части России. — Труды СПб. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и минер., 20.
Земятченский П. А. 1896. Каолинитовые образования Южной России. — Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 24, вып. 2.
Земятченский П. А. 1923. Что такое глина. — Отчеты о деятельности Комисс. естеств. производит. сил России при Российск. Акад. наук, № 18.
Земятченский П. А. 1929. Кембрийская синяя глина. — Труды Гос. керамич. ин-та, вып. 23.
Земятченский П. А. 1935. Глины СССР, ч. I. М., Изд-во АН СССР.
Зернов С. А. 1913. К вопросу об изучении жизни Черного моря. — Зап. Российск. Акад. наук, 32, вып. 1.
Зильберминц В. А., Маслов В. П. 1928. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна. — Труды Ин-та прикл. минер. и металл., вып. 35.
Зубаков В. А. 1966. Криогенные формации как палеогеографические единицы. В сб. «Осадочные вулканогенные формации», М., «Недра».
Иванов А. А. 1932. К вопросу о генезисе сильвинита Верхнекамского месторождения калийных солей. — Зап. Всер. минер. об-ва, 61, вып. 2.
Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. 1960. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. — Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 35.
Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда. — Мат-лы для геол. России, 7.
Исаева А. Б. 1960а. Вольфрам в донных отложениях Охотского моря. — Докл. АН СССР, 131, № 2.
Исаева А. Б. 1960б. Молибден в осадках Охотского моря. — Докл. АН СССР, 131, № 3.

Исаченко Б. Л. 1934а. Биогенные процессы в озерах Кулундинской степи. — Труды Совета по изуч. производит. сил СССР, сиб. серия, вып. 8. «Кулундинская экспедиция», ч. 1.
Исаченко Б. Л. 1934б. Хлористые, сульфатные и содовые озера Кулундинской степи и биогенные процессы в них. — Труды Совета по изуч. производит. сил СССР, сиб. серия, вып. 8. «Кулундинская экспедиция», ч. 1.
Казаков А. В. 1937. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. — Труды Науч.-исслед. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 142.
Казаков А. В. 1939. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования фосфоритовых месторождений. — Труды Науч.-исслед. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 145.
Казаринов В. П. 1965. Наши разногласия. — Литол. и полезн. ископ., № 5.
Каледа Г. А. 1956. Периодизация геологической истории кремнезема. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов.
Калугин А. С. 1967. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Кантор М. И. 1937. Генезис керченских железорудных месторождений. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Карманов В. П. 1937. Генезис Емцово-Тимского месторождения хром- и пикельсодержащих руд. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Карпова Г. В., Шевякова Э. П. 1965. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Карпова Г. В., Лукин А. Е. 1967. Глинистые минералы каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. — Литол. и полезн. ископ., № 5.
Кленова М. В. 1926. К методике механического анализа морских осадков. — Труды Науч.-исслед. ин-та минер. при 1 МГУ, вып. 5.
Кленова М. В. 1931. Отчет о работе Комиссии по механическому анализу при Государственном океанографическом ин-те. — Бюлл. Океаногр. ин-та, вып. 1.
Кленова М. В. 1932. Осадки северо-западной части Баренцова моря. — Бюлл. Океаногр. ин-та, вып. 9.
Кленова М. В. 1934. Стандартный минимум геологии моря. — Зап. по гидрографии, № 3.
Кленова М. В. 1935. Исторический метод в океанографии. — Сорена, № 5.
Кленова М. В. 1936. Осадки Карского моря. — Докл. АН СССР, т. IV, (XIII), № 4.
Кленова М. В. 1938. Окраска осадков полярных морей. — Докл. АН СССР, т. XIX, № 8.
Кленова М. В. 1940а. Осадки Баренцова моря. — Докл. АН СССР, 26, № 8.
Кленова М. В. 1940б. Ближайшие задачи работ по геологии моря. — Природа, № 6.
Кленова М. В. 1948а. Геология моря. М., Учпедгиз.
Кленова М. В. 1948б. К вопросу о характере и значении мелкой фракции в осадках. — Труды Океаногр. ин-та, вып. 5 (17).
Кленова М. В. 1952. К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР.
Кленова М. В. 1960. Геология Баренцова моря. М., Изд-во АН СССР.
Кленова М. В., Будянская М. Л. 1940. Фосфор в осадках северных морей. — Докл. АН СССР, 28, № 1.
Кленова М. В., Соловьев В. Ф., Арутюнов Н. И. и др. 1956. Современные осадки Каспийского моря. — Труды Аз. нефт. экспед. Совета по изуч. производит. сил АН СССР. М., Изд-во АН СССР.
Коган В. Д. 1968. Галогенные формации имеют эндогенное происхождение? — Сов. геол., № 5.
Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесников Т. Х. 1968. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Константинов М. М. 1963. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР.
Конторович А. Э. 1968. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Краускопф К. Д. 1963. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. В кн. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ.
Крашенинников Г. Ф. 1940. Фациальные изменения в угленосной толще Челябинского бассейна. — Сов. геол., № 10.
Крашенинников Г. Ф. 1957. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ.
Кротов Б. П. 1925. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани. — Труды Об-ва естествоиспыт. при Гос. Казанск. ун-те, 50, вып. 6.

Кротов Б. П. 1936а. Понятие об алапаевском типе железорудных месторождений. В кн. «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Кротов Б. П. 1936б. Генезис месторождений алапаевского типа. В кн. «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Кротов Б. П. 1937. Классификация, номенклатура и признаки экзогенных месторождений. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Крыжановский Л. А. 1915. О присутствии фосфорной кислоты в нижнетретичных песках и песчаниках Кролевецкого уезда Черниговской губернии. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 25.
Кудрявцев Н. А. 1966. О галогенном метасоматозе. В сб. «Проблемы происхождения нефти». Киев.
Кузнецов И. Г. 1928. Месторождения битуминозных известняков Балкарии. — Изв. Геол. ком., 47, № 8.
Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. 1962. Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР.
Курнаков Н. С. 1896. Метаморфизация рассолов Крымских соляных озер. — Зап. СПб. минер. об-ва, 34, вып. 2.
Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. 1917. Магниевые озера перекопской группы. — Изв. Российск. Акад. наук, серия 6, 11, № 2.
Курнаков Н. С., Николаев В. И. 1938. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов. — Изв. Сектора физ.-хим. анализа АН СССР, 10.
Лайель Ч. 1866. Основные начала геологии, т. I. СПб.
Ламанский В. В. 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. — Труды Геол. ком., вып. 20.
Лебединцев А. А. 1892. Предварительный отчет о химических исследованиях Черного и Азовского морей летом 1891 г. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 17, вып. 1.
Лебединцев А. А. 1893. Отчет о научной поездке по Черному морю на военном транспорте «Ингул» в 1892 г. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 18, вып. 1.
Лебединцев А. А. 1902. Некоторые данные по химии Каспийского моря. — Зап. по гидрографии, 23.
Лебединцев А. А. 1904. Газовый обмен в замкнутых водоемах и его значение для рыболовства. — Изв. Никольск. рыбоводн. завода, № 9.
Лебединцев А. А., Добротворский А. Г. 1906. Некоторые данные по механическому анализу грунта Каспийского моря. — Отдельн. оттиск из «Вестника рыбопром.»
Лебединцев А. А., Крыжановский В. 1896. Физико-химические исследования Одесских лиманов, ч. I. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 20, вып. 2.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1936. Введение в историю петрографии. Л., ОНТИ.
Лисицын А. П. 1964. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследований по программе МГГ. — Океанол., № 10.
Лисицын А. П. 1967. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука».
Лисицын А. П., Петелин В. П. 1967. Особенности распределения и модификации $CaCO_3$ в донных осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., № 5.
Лисицына Н. А. 1965а. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. — Докл. АН СССР, 163, № 2.
Лисицына Н. А. 1965б. Особенности распределения и форма нахождения титана в коре выветривания основных пород. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Лисицына Н. А. 1968. Геохимия коры выветривания основных пород. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Лисицына Н. А., Пастухова М. В. 1961. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. — Геол. рудных м-ний, № 1.
Лисицына Н. А., Пастухова М. В. 1963. Соотношения двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Литвиненко А. У., Арбузов В. А., Бобрушкин Л. Г. 1967. Керченский железорудный бассейн. М., «Недра».
Лопатин Г. В. 1950. Эрозия и сток наносов. — Природа, № 7.
Лопатин Г. В. 1952. Наносы рек, образование и перенос. М., Географгиз.
Лучицкий В. И. 1901. О микроскопическом строении некоторых третичных песчаников Южной России. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 17, вып. 1.
Малаховский В. Ф. 1956. Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов.
Малявкин С. Ф. 1925. Тихвинские бокситы. — Изв. Геол. ком., 44, вып. 1.
Малявкин С. Ф. 1937. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.

Марков К. В. 1907. Оолитовые красные железняки на западном склоне Урала. — Зап. СПб. минер. об-ва, 45.
Махнинин Е. К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., «Наука».
Михайлов А. С. 1968. Степень насыщения морской воды фосфатами по данным физико-химических расчетов. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Молдаванцев Е. П. 1934. Бокситы Северного Урала и проблемы их изучения. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та, вып. 24.
Молдаванцев Е. П. 1937. Месторождения марганца на Урале. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Мушкетов И. В. 1888. Физическая геология, т. 2. Экзогенные процессы. СПб.
Мушкетов И. В. 1895. Краткий курс петрографии для студентов Института инженеров путей сообщения. СПб.
Надсон Г. А. 1903. Микроорганизмы как геологические деятели. (Из работ по изучению минеральных озер). СПб.
Наливкин Д. В. 1927. Пески и течения. — Вестн. Геол. ком., 27.
Наркелюн Л. Ф. 1962. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. — Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минералогии и геохим. АН СССР, вып. 67.
Наркелюн Л. Ф., Юргенсон Г. А. 1968. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников. — Литол. и полезн. ископ., № 6.
Неймайр М. 1903—1904. История Земли. Русское изд., т. 1—2. СПб. (1-е изд. на немецк. яз., 1886).
Нестерова И. Л. 1960. Формы миграции элементов в р. Оби. — Геохимия, № 3.
Новохатский И. П. 1949. Некоторые особенности оолитовых железных руд — Изв. АН Казахск. ССР, серия геол., вып. 11.
Ноинский М. Э. 1913. Самарская лука. Геологическое исследование. — Труды Об-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, 45, вып. 4—6.
Носов Г. И., Влодарская В. Р. 1964. Соотношения глинистых минералов и органического вещества в нефтематеринских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба. — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Огильви Н. А. 1958. К вопросу о возможности аналитического расчета состава подземных вод. — Докл. АН СССР, 119, № 5.
Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Сб. статей, т. 1 и 2. М., «Наука», 1968.
Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1970. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере низжекаменноугольных отложений Русской платформы). — Литол. и полезн. ископ., № 2.
Остроумов Э. А. 1953. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 7.
Остроумов Э. А. 1955а. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Остроумов Э. А. 1955б. Железо в донных отложениях Охотского моря. — Докл. АН СССР, 102, № 1.
Остроумов Э. А. 1956. Титан в отложениях Охотского моря. — Докл. АН СССР, 107, № 3.
Остроумов Э. А. 1957. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 22.
Остроумов Э. А., Волков И. И., Фомина Л. С. 1961. Распределение форм соединений серы в донных отложениях Черного моря. В сб. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР.
Остроумов Э. А., Фомина Л. С. 1960. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 32.
Пахомова А. С. 1948. Марганец в морских осадках. — Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 5 (17).
Пейве А. В., Штрейс Н. А. 1946. О новой теории генезиса бокситов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Пейве А. В., Штрейс Н. А. 1947. О морских палеозойских бокситах Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Петелин В. П. 1957. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 22.
Петелин В. П. 1965. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Петров В. П. 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, петрогр. серия, № 29.

Писцов Ю. П. 1969. Сидериты березовского типа. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Полдеварт А. 1957. Химия земной коры. В кн. «Земная кора». М., ИЛ.
Полынов Б. Б. 1934. Кора выветривания, т. I. Л., Изд-во АН СССР.
Полынов Б. Б. 1956. Выветривание, состав континентальных отложений. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР.
Попов В. М. 1955. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. — Труды Ин-та геол. АН Киргизск. ССР, вып. 6.
Попов В. М. 1956. Вопросы генезиса медистых песчаников Северной Киргизии и Центрального Казахстана. — Изв. АН Киргизск. ССР, вып. 2.
Попов В. М. 1959. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тяньшаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Попов С. П. 1911. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов. — Труды Геол. музея Акад. наук, 4, вып. 7.
Пронин А. А. 1969а. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука».
Пронин А. А. 1969б. Герцинский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука».
Пустовалов Л. В. 1933а. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна. — Труды Всес. геол.-разв. объед. НКТП СССР, вып. 285.
Пустовалов Л. В. 1933б. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. — Проблемы сов. геол., № 1.
Пустовалов Л. В. 1937. Ратовкит верхнего Поволжья. (Литологический очерк месторождений). М.—Л., Изд-во АН СССР.
Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород, ч. 1—2, М.—Л., Гостоптехиздат.
Пустовалов Л. В. 1950. К вопросу о положении в науке об осадочных породах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Радкевич Г. А. 1891. О меловых отложениях Подольской губернии. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 11, вып. 2.
Разумовская Е. Э. 1927. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. — Мат-лы по общей и прикл. геол., вып. 105.
Разумовская Е. Э. 1931. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения. — Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 54.
Разумовская Е. Э. 1936. Описание структур солевых пород Соликамска. — Труды Ломоносовск. ин-та, вып. 7.
Ратеев М. А. 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 112.
Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. 1966. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
Рожкова Е. В. 1937. Минералогия и условия образования бобовых железо-алюминиевых руд. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР.
Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. 1946. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. В кн. «Диатомиты и трепела», т. I. М.
Рожкова Е. В., Серебрякова М. В., Макарова Т. Б. 1962. О возможностях осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов. В кн. «Минеральное сырье», вып. 6. М., Госгеолтехиздат.
Розанов А. Н. 1913. О зонах подмосковного портланда и вероятном происхождении фосфоритовых слоев под Москвою. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 27, вып. 4.
Романкевич Е. А. 1968. Распределение органического углерода и азота в современных и четвертичных осадках Тихого океана. — Океанол., 8, вып. 5.
Ронов А. Б. 1956. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». М., Изд-во АН СССР.
Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. 1963. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. В сб. «Химия Земли», т. I, М., Изд-во АН СССР.
Рыковсков А. Е. 1932. Проблема бессульфатности соликамских калийных месторождений. — Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 43.
Самойлов О. Я., Соколов Д. С. 1957. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. — Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 3.
Самойлов Я. В. 1910а. О некоторых минералах в области фосфоритовых залежей Костромской и Симбирской губерний. — Труды Комисс. Московск. сел.-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, 2, вып. 2.
Самойлов Я. В. 1910б. Результаты работ по геологическим исследованиям залежей фосфоритов в 1909 г. — Труды Комисс. Московск. сел.-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, 2, вып. 2.

Самойлов Я. В. 1911. О сульфате бария в теле животных. — Изв. АН, серия 6, 5.
Самойлов Я. В. 1911—1915. К минералогии фосфоритовых месторождений. Ст. I—IV. — Труды Комисс. Московск. сел.-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, 3, 4, 6, 7.
Самойлов Я. В. 1917. К вопросу о перемещении кремнезема в осадочных отложениях. — Зап. Московск. об-ва любителей естествозн., геол. отд., вып. 5.
Самойлов Я. В. 1919. Изучение известняков с палеофизиологической точки зрения. — Изв. Московск. отд. Геол. ком., 1.
Самойлов Я. В. 1923. Очередные работы в области изучения осадочных пород. — Труды Ин-та прикл. минер. и петрогр., вып. 3.
Самойлов Я. В. 1924. Задачи изучения современных осадков морского дна. — Почвоведение, новая серия, 19, вып. 1—2.
Самойлов Я. В. 1926. К вопросу о единстве механической характеристики осадочных пород. — Труды Плавуч. морск. науч. ин-та, 29.
Самойлов Я. В. 1929а. Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В. 1929б. Изучение известняков с палеофизиологической точки зрения. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В. 1929в. К вопросу о генезисе некоторых минералов осадочных пород. О целестинах Туркестана. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В. 1929г. Месторождения тяжелого шпата восточной части Костромской губернии. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В. 1929д. О распространении оксфордско-секванских баритов на востоке Европейской России. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В. 1929е. Палеофизиология (палеобиохимия) и ее геологическое значение. В сб. «Биолиты». М.
Самойлов Я. В., Горшкова Т. И. 1924. Осадки Баренцова и Карского морей. — Труды Плавуч. морск. науч. ин-та, 1, вып. 14.
Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. 1925. Отложения кремнезема органогенного происхождения. — Труды Ин-та прикл. минер. и металл., вып. 18.
Сапожников Д. Г. 1951. Современные осадки и геология озера Балхаш. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 132, серия геол., № 53.
Сапожников Д. Г. 1963. Караджальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане). — Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохим. АН СССР, вып. 89.
Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. 1960. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов. — Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохим. АН СССР, вып. 36.
Семенович Н. И. 1958. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. — Труды Лабор. озероведения, 6.
Семенович Н. И. 1966. Донные отложения Ладожского озера. М.—Л., «Наука».
Сидоренко М. Д. 1894. Петрографическое исследование курского саморода. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 19, вып. 1.
Сидоренко М. Д. 1901. Петрографические данные по современным отложениям в Хаджибейском лимане и о литологическом составе поверхностных осадков Куяльницко-Хаджибейской пересыпи. — Зап. Новороссийск. об-ва естествоиспыт., 24.
Сидоренко М. Д. 1911. Петрографическое описание образцов осадков со дна Аральского моря. Научные результаты Аральской экспедиции. — Изв. Туркестанск. отд. Русск. геогр. об-ва, 8, вып. 1.
Скорнякова Н. С. 1964. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., № 5.
Смирнов А. И. 1964. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов. — Литол. и полезн. ископ., № 5.
Смирнов Н. Н. 1930. Петрографические исследования в подмосковном карбоне. — Труды Ин-та минер., петрогр. и кристаллогр., вып. 9.
Смольянинов Н. А., Рязанов В. П., Марков П. Л. 1926. Химико-минералогический очерк Журавлинского месторождения. — Труды Ин-та прикл. минер. и металл., вып. 19.
Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Соколов Н. А. 1895. О происхождении лиманов Южной России. — Труды Геол. ком., 10, № 4.
Соколов Н. А. 1901. Марганцовые руды третичных отложений Екатеринославской губернии и окрестностей Кривого Рога. — Труды Геол. ком., 18, № 2.
Степанов П. И. 1947. Теория поясов и узлов угленакопления. В кн. «Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Октябрьской социалистической революции», ч. I и II. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1934. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* d'Orb. (Очерк литологии). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 12, вып. 2.

Страхов Н. М. 1937. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Страхов Н. М. 1939а. Доманиковая фация Южного Урала. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 16, № 6.
Страхов Н. М. 1939б. О доманике, его исследовании и интерпретации (ответ Г. И. Теодоровичу). — Сов. геол., № 6.
Страхов Н. М. 1941. О фациальном профиле гипергенных железных руд и его изменении в истории Земли. — Сов. геол., № 5.
Страхов Н. М. 1945а. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования. — Сов. геол., № 4.
Страхов Н. М. 1945б. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 20, № 3—4.
Страхов Н. М. 1946. Историко-геологические типы осадконакопления. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Страхов Н. М. 1947а. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, геол. серия, № 22.
Страхов Н. М. 1947б. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии, ч. 1—2. М.—Л., Госгеолиздат.
Страхов Н. М. 1949. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Страхов Н. М. 1950а. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 2. Каспийское море. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Страхов Н. М. 1950б. К вопросу об общей теории осадочного процесса. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Страхов Н. М. 1951а. О путях построения литологической теории. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Страхов Н. М. 1951б. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, серия геол., № 45.
Страхов Н. М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Страхов Н. М. 1956а. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1 и 2. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5 и № 8.
Страхов Н. М. 1956б. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской луки. В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1959. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В кн. «К познанию диагенеза». М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1960—1962. Основы теории литогенеза. Т. I—III. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1963а. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат.
Страхов Н. М. 1963б. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Страхов Н. М. 1964. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцоворудного бассейна юга СССР. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Страхов Н. М. 1965. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцоворудного процесса. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Страхов Н. М. 1965. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова. — Литол. и полезн. ископ., № 6.
Страхов Н. М. 1968. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. 1954. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М., Залманзон Э. С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. (К теории диагенеза). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. 1959. Очерки геохимии верхнепалеозойских гумидных отложений СССР. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М., Нестерова И. Л. 1968а. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений (на примере Охотского моря). В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука».
Страхов Н. М., Осипов С. С. 1935. Битуминозные породы р. Юрезани. (Очерк стратиграфии и литологии). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 13, № 1.
Страхов Н. М., Цветков А. И. 1945. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соляных лагунных водоемов. В кн. «Материалы по литологии». М., МОИП.
Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калиненко В. В., Тихомирова Е. С. 1968. Геохимия осадочного марганцоворудного процесса. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 185.

Татаринов П. М., Озеров К. Н., Иванов А. А. и др. 1934. Курс нерудных месторождений. Ч. 1. Месторождения минерального сырья. М.—Л., Новосибирск.
Татарский В. Б. 1939. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. — Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 112.
Твенхофел У. Х. 1936. Учение об образовании осадков. М.—Л. ОНТИ.
Теодорович Г. И. 1950. Литология карбонатных пород палеозоя Волго-Уральской области. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Теодорович Г. И. 1966. О минералого-геохимических фациях в связи с вопросами формирования битуминозных свит, а также рудных концентраций. В кн. «Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит». М., «Наука».
Тимофеева З. В. 1963. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
Тихомиров С. В. 1965. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова. — Изв. Выс. учебн. завед., геол. и развед., № 11.
Тихомиров С. В. 1967. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., «Недра».
Тихомиров С. В. 1969. Закон Менделеева — один из основных законов природы. — Изв. Высш. учебн. завед., геол. и развед., № 6.
Топорков Д. Д., Кожевников К. Е. 1938. Марганцевые месторождения Южного Урала. — Труды Уральск. науч.-исслед. ин-та геол., развед. и минер. сырья, вып. 2.
Федоров Б. М. 1937. Генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М., Изд-во АН СССР.
Ферсман А. Е. 1915. Руды алюминия в России. — Природа, № 10.
Ферсман А. Е. 1922. Геохимия России, вып. 1. Пг.
Ферсман А. Е. 1952. Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
Фивег М. П. 1948. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения. — Докл. АН СССР, 61, № 6.
Фивег М. П. 1954. О длительности накопления соленосных толщ. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 29.
Фивег М. П. 1955. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 30.
Фивег М. П. 1956а. Типы солеродных бассейнов. — Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 32.
Фивег М. П. 1956б. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов.
Фивег М. П. 1968. К вопросу о закономерностях накопления ископаемых солей. — Сов. геол., № 5.
Филатов К. В. 1956. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР.
Фогт К. К. 1919. Боксит, алунит, криолит и другие руды алюминия. — Мат-лы Комисс. по изуч. производит. сил России, № 32.
Формозова Л. Н. 1959. Железные руды Северного Приаралья. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 20.
Харвей Х. В. 1938. Биохимия и физика моря. Л., Изд-во АН СССР.
Харвей Х. В. 1948. Современные успехи химии и биологии моря. М., ИЛ.
Хворова И. В. 1948. Литогенетический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской области. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 23, № 4.
Хворова И. В., Гаврилов А. А. 1969. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской луки и условия образования кремнистых осадков. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Хирьяков Н. М. 1882. О рудных залежах по реке Выг и в окрестностях Сегозера в Повенецком уезде Олонецкой губернии. — Горн. ж., 1, № 1.
Чирвинский П. Н. 1906. Фосфориты из окрестностей Рыльска Курской губернии. — Ежегодник по геол. и минер. России, 8, вып. 8—9.
Чирвинский П. Н. 1907. Химическое и микроскопическое исследование подольских фосфоритов. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 20, вып. 3.
Чирвинский П. Н. 1913. Геологическое строение правобережной полосы по р. Сейму в пределах Курской губернии, ч. 2. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 23, вып. 1.
Чирвинский П. Н. 1915. Микроскопическое и химическое исследование меловых и третичных пород г. Вольска Саратовской губернии. — Изв. Донецк. политехн. ин-та, 4.
Чирвинский П. Н. 1916. Фельдшпатизация киевского мела. — Геол. вестн., 2, № 3.
Чирвинский П. Н. 1919. Фосфориты Украины. — Мат-лы Комисс. по изуч. производит. сил России, № 30.

Чухров Ф. В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
Швагкофер С. Ф. 1872. О залежах фосфоритов по берегам Днестра в Подольской губернии. — Горн. ж., 1, № 1.
Швецов М. С. 1934. Петрография осадочных пород. М., Изд-во Гостоптехиздат.
Швецов М. С. 1938. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. — Труды Моск. геол.-разв. ин-та, т. XII.
Швецов М. С. 1958. Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР. В кн. «Очерки по истории геологических знаний», вып. 6. М., Изд-во АН СССР.
Шишкина О. В. 1955. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках. — Докл. АН СССР, 105, № 6.
Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. 1961. Марганцово-железные руды Керченского бассейна. Симферополь.
Шпиндлер И. Б., Лебединцев А. А. 1902. Труды Карабогазской экспедиции, ч. 1—2. СПб.
Штрейс Н. А. 1938. К вопросу о происхождении железо-марганцовых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Шуменко С. И. 1970. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
Шутов В. Д., Дружинин И. П. 1963. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
Щукарев С. А., Толмачева Т. А. 1930. Коллоидно-химическая теория соляных озер. — Ж. Русск. физ.-хим. об-ва, 62, № 4.
Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С. и др. 1960. Минералогия железорудной формации Керченского полуострова. Симферополь.
Яншин А. Л. 1937. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М., Изд-во АН СССР.
Яншин А. Л. 1968. Вулканизм и осадочное рудообразование. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4.

Andrée K. 1911. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. — Geol. Rundschau, 2.
Andrée K. 1920. Géologie des Meeresbodens. Bd. 2. Leipzig.
Andrussoff N. 1897. La mer Noire. Dans «Guide des excursions du VII Congrés géologique international». St. Petersbourg.
Arrhenius G. 1963. Pelagic sediments. In: «The Sea, Ideas and Observations on the Progress in Study of the Sea», vol. 3. N. Y.
Bardossy G. 1958. The geochemistry of Hungarian bauxites, pt. 1—2. — Acta geol., 1, fasc. 2, 3—4.
Bardossy G., Bardossy S. 1954. Contributions to the geochemistry of titanium. — Acta geol., 2, fasc. 3—4.
Bonatti E., Nayudu Y. R. 1965. Origin of manganese nodules on the ocean floor. — Amer. Sci., 263, No 1.
Böggild O. B. 1916. Meeresproben der Siboga-Expedition. — Siboga-Expedition, Bd. LXV.
Bostrom K., Pettersen M. N. A. 1969. The origin of aluminium-poor ferro manganoan sediments in areas of high heat flow of the East Pacific rise. — Marine Geol., 7, No 5.
Bramlette M., Breadly W. 1940. Geology and biology of North-Atlantic Deep Sea cores between Newfoundland and Greenland, pt. I. — U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 196-A.
Buch K., Harvey H. W., Wattenberg H., Grippenberg G. 1932. Über das Kohlensaure-system im Meerwasser. — Rapp. et proces-verbaux Conseil perman. internat. explorat. mer, 79.
Caspari W. A. 1910. Contributions to the chemistry of submarine glauconite. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 30.
Cayeux L. 1897. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. — Mém. Soc. géol. Nord, 4, No 2.
Collet L. W. 1905. Le concretion phosphatée de l'Agulhos-Bank (Cap of Good Hope). — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 25.
Collet L. W. 1908. Les depots marines. Paris.
Collet L. W. 1928. Les lacs. Paris.
Collet L. W., Lee G. W. 1906. Recherches sur la glauconite. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 26.
Cooper L. 1937. The nitrogen cycle in the sea. — U. K. Marine Biol. Assoc., 5.

Correns C. 1935. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Oceans. In «Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor"», Bd. 3, T. 3. Berlin.
Correns C. 1940. Über die Loslichkeit von Kieselsäure in schwach Sauren und alkalischen Losungen. — Chemie Erde, No 1.
Debyser J., Rouge P. E. 1956. Sur l'origin du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels. — C. r. Acad. sci., **243**, No 25.
Degens E. T., Ross D. A. 1967. Hot brines and heavy metalls in the Red Sea. — Oceanus, **13**, No 2—3.
Delesse A. 1874. Lithologie du fond des mers. — Ann. Soc. géol. Belgique, **1**.
Drew G. 1914. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria and on the action of nitrifying bacteria in tropical and temperate seas.— Papers Marine Biol. Lab. Tortugas, Carnegie Inst. Pittsburgh.
Emery K. O., Rittenberg K. 1952. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, No 5.
Goldberg E. D. 1954. Marine geochemistry. I. Chemical scavengers of the sea. — J. Geol., **62**, No 3.
Harder H. 1965. Experimente zur «Ausfallung» der Kieselsäure. — Geochim. et cosmoch. acta, **29**, No 5.
Heim A. 1924. Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. — Geol. Rundschau, **15**.
Johnston J., Williamson E. D. 1916. The role of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. — J. Geol., **24**, No 8.
Kline W. D. 1929. Solubility of magnesium carbonate (nesquehonite) in water at 25° C and pressures of carbon dioxide up to one atmosphere. — J. Amer. Chem. Soc., **51**.
Krauskopf K. B. 1956a. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in the sea-water. — Geochim. et cosmochim. acta, **9**, No 1/2.
Krauskopf K. B. 1956б. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — Geochim. et cosmochim. acta, **10**, No 1/2.
Krauskopf K. B. 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary process. — Geochim. et cosmochim. acta, **12**, No 1/2.
Krumbein W. C., Garrels R. M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — J. Geol., **60**, No 1.
Lotze F. 1938. Steinsalz und Kalisalze. Geologie. Berlin.
Lundquist G. 1927. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. — Binnengewässer, **11**.
Mangelsdorf P. C., Manheim F T., Gieskes J. M. 1970. Role of gravity, temperature gradients and ion-exchange media in formation of fossil brines. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **54**, No 4.
Manheim F. T., Bishoff J. L. 1969. Geochemistry of pore waters from Shell Oil Company drill holes of the continental slope of the Northern Gulf of Mexico. — Chem. Geol., No 4.
Manheim F. T., Chan K. M., Kerr D., Sunda W. 1970. Interstitial water studies on-small core samples. — Deep sea drilling project, Leg 3. Initial Reports of the Deep sea drilling project, v. III.
Manheim F. T., Sayles F. L. 1969. Interstitial water studies on small core samples. — Deep sea drilling project, Leg 1.
Marchandise H. 1956. Contribution á l'étude des gisements manganèse sedimentaires. In: «International Geological Congress. 20-th Session. Symposium sobre yacimientos de manganeso», t. 1. Mexico.
Martens J. H. C. 1935. Beach sands between Charleston, South Carolina and Miami, Florida. — Bull. Geol. Soc. America, No 10.
Miller A. a. oth. 1966. Hot brines and recent iron deposits in deep of the Red Sea. — Geochim. et cosmochim. acta, **60**, No 3.
Mitchell A. E. 1923. Studies on the dolomite system. — J. Chem. Soc., **123—124**.
Moore E., Maynard W. 1929. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — Econ Geol., No 3—6.
Murray J., Renard A. F. 1891. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of the H. M. S. «Challenger» in the years 1872—1876. London.
Murray J., Irvine R. 1894. On the manganese oxides and manganese nodules in marine deposits. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **37**.
Murray J., Irvine R. 1895. On the chemical changes which take place in the composition of the sea water associated with blue muds on the floor of the Ocean. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, **38**.
Murray J., Philippi E. 1908. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee Expedition auf der Dampfer «Valdivia» — In «Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition», Bd. 10, Jena.
Naumann E. 1922. Über die See- und Sumpferze Süd und Mittelschwedens. — Sver. geol. undersokn. Arb., Bd. 13.

Naumann E 1930. Einführung in die Bodenkunde der Seen. — Binnengewässer, 9.
Ochsenius C. 1877. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle.
Okamoto G., Okura T., Goto K. 1957. Properties of silica in water. — Geochim. et cosmochim. acta, No 1/2.
Philippi E. 1907. Über Dolomitbildung und chemischen Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. — Neues Jahrb. Geol., Mineral. und Paleontol., Festband.
Philippi E. 1908. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutingen Meeren. — Z. Dtsch. geol. Ges., **60**.
Philippi E. 1910. Die Grundproben der Deutsche Südpolar Expedition 1901—1903. — Deutsche Sudpolar, **2**, H. 6.
Pia J. 1933a. Kohlensäure und Kalk. — Binnengewässer, **13**.
Pia J. 1933b. Die recente Kalksteine. — Binnengewässer, **13**.
Piggot C., Urry D. 1942. Time relations in ocean sediments. — Bull. Geol. Soc. America, No 8.
Roy C. 1945. Silicates in natural waters. — Amer. J. Sci., No 7.
Rubey W. 1933. The size-distribution of heavy minerals within water laid sandstone. — J. Sediment. Petrol., No 1.
Sapper K. 1927. Vulkankunde. Stuttgart.
Schott W. 1935. Die Foraminiferen in der äquatorialen Teilen des Atlantischen Ozeans. In «Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor"», Bd. 3, T. 3, Lief. 3. Berlin.
Shepard F. 1932. The sediments of continental shelves. — Bull. Geol. Soc. America, No 3—4.
Sindowski K. 1938. Korngrossen und Schwermineralverteilung in recenten Strandsanden der mecklenburgischen Ostseeküste. — Zbl. Mineral., Geol. und Paleontol., Abt. B., No 5—6.
Sindowski K. 1959. Results and problems of heavy mineral analysis in Germany. A review of sedimentary-petrological papers 1936—1938. — J. Sediment. Petrol., No 1.
Sverdrup H., Johnston M., Eleming S. 1955. The oceans, their physicachemistry and general biology. 3-rd ed. N. Y.
Thorp E. M. 1931. Description of deep-sea bottom samples from Western North Atlantic and the Carribean Sea. — Bull Scripps Inst. Oceanogr. Techn. Ser., **3**, pt. 1.
Thorp E. M. 1935. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and Bahamas. — Papers Tortugas Lab. Carnegie Inst., No 29.
Thorp E. M. 1936. The sediments of Pearl and Hermes Reef. — J. Sediment. Petrol., **6**, No 2.
Tietze E. 1877. Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppe und der angeblichen Entstehung der Salzlager an Steppen. — Jahrb. K.-K. Reichsanst. Wien, **26**.
Trask P. 1932. Origin and environment of source bed of petroleum. Houston.
Trask P. 1937. Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. Washington.
Trask P. 1939. Recent marine deposits. A symposium Tulsa, Oklahoma. London.
Tschirwinsky W. 1911. Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite. — Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., H. 2.
Walther J. 1893—1894. Einleitung in der Geologie als historischen Wissenschaft, Bd. 1—3. Jena.
Wattenberg H. 1933. Kalziumkarbonat und Kohlensäuregehalt des Meereswassers. In «Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor"», Bd. 8.
Wattenberg H. 1936. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. — Forsch. Geol. und Mineral., **20**.
Wattenberg H. 1937. Die Bedeutung anorganischen Faktoren bei der Ablagerung von Kalziumkarbonate in Meere. — Geol. Meere- und Binnengewässer, **1**.
Wattenberg H. 1942. Das Vorkommen des Eisens im Meere. — Arch. Lagerstätten, H. 75.
Wattenberg H., Timmermann E. 1936. Über die Sättigung des Meereswassers an $CaCO_3$ und die anorganogene Bildung von Kalksedimenten. — Ann. Hydrogr., **64**.
Wattenberg H., Timmermann E. 1937. Die Löslichkeit von Magnesiumkarbonat und Strontiumkarbonat im Seewasser. — Kielerforschung, **11**, H. 1.
Wedepohl K. H. 1960. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. — Geochim. et cosmochim. acta, **18**, No 3/4.
Zittel K. 1899. Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München—Leipzig.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Сокращения

арх. — архипелаг
басс. — бассейн
вп. — впадина
вулк. — вулкан
г. — город
губ. — губерния
депр. — депрессия
дер. — деревня
зал. — залив
котл. — котловина
масс. — массив
м-ние — месторождение
низм. — низменность
о., о-ва — остров, острова
обл. — область
оз. — озеро
окр. — округ
платф. — платформа
п-ов — полуостров
пров. — провинция
прол. — пролив
пуст. — пустыня
р. — река
р-н — район
рудн. — рудник
с. — село
у. — уезд
форм. — формация
хр. — хребет
шт. — штат

Абдулино, с. 257
Австралийская платф. 538
Австралия 40, 222, 542
— Южная 288
Австрия 272
Агульяс-Бэнк 41, 168, 396
Агунг, вулк. 419
Агричай, р. 244
Аденский зал. 152
Аджамети-Чхарское м-ние 284
Адлер, р. 324
Азия 152, 222, 534, 542
Азово-Подольский масс. 441, 443
Азовское море 57, 186, 207, 208
Азорские о-ва 427, 428
Айт-Амарт 453
Акбик, зал. 72
Акмолинский р-н 264, 268
Актай 554
Актюбинская обл. 136
Алабама, шт. 453
Алакульский плес 227
Алапаевский р-н 282
Алданский масс. 510
Алжир 453, 502
Альберта, пров. 534
Альпы 23, 540, 541
Аляска 542
Амазонка, р. 186
Америка 40
— Северная 7, 32, 40, 42, 105, 192, 363, 381, 395, 485, 520, 542
— Средняя 10, 106
Америка Центральная 100
— Южная 32, 40, 100, 221, 222, 288, 363, 381, 519, 533, 542
Американская засушливая область 528
Амотаке, окр. 533
Амударья 73, 88, 441
Анабарский масс. 510
Анатолийское побережье 55
Англия 6, 104, 192, 287, 453, 536
— Юго-Западная 7
Анды 541
Антарктика 38, 40, 49, 194, 195, 381, 416, 570
Антарктическая обл. 167
Антарктический басс. 579
Антильский арх. 540
Апеннины, горы 23
Аппалачи, горы 453
Апшероно-Красноводский вал 66
Апшеронский вал 218
—п-ов 242—244, 317
Аравийско-Индийский хр. 428
Аракс, р. 216
Аральское море 53, 71—74, 87, 88, 131, 136, 152, 364, 365, 373, 375, 405, 442, 456, 477
Арга, хр. 289
Аркалыкские горы 118
Арканзасское м-ние 451
Арктический басс. 372, 386, 387, 402
Армянское нагорье 118
Асама, вулк. 419
Аскья, вулк. 419
Аспрониси, о. 418

Астрахань 65, 68
Атасуйское м-ние 523
Атлантика Северная 32, 194, 475
— Южная 194
Атлантис II, вп. 423—426
Атлантический океан, Атлантика 32, 33, 38, 49, 50, 121, 167, 175, 184, 186, 189—191, 194, 197, 215, 294, 365, 372, 373, 377, 382, 386, 387, 395, 397, 398, 400, 402, 427, 430, 444, 475, 537, 538, 578
Атлантическо-Индийская обл. 417
Африка 40, 221, 222, 395, 453
— Северная 152, 363, 502, 503, 533
— Центральная 195, 288
— Юго-Западная 396
Африканская платф. 539
Африканское побережье 189
Аятское м-ние 456

Бабановка 154
Багамская отмель 186—188, 195, 477, 579, 579
Багамские о-ва 334, 444
Базавлук, р. 118
Байкал, оз. 78, 84, 85, 204, 364, 373, 442
Бакальское м-ние 282
Баку 219, 241, 242, 248
Балканы 210
Балтийский порт 141
Балтийский щит 85, 197, 263, 321, 451
Балтийское море 32, 60, 192, 256, 391, 394
Балханский зал. 171
Балхаш, оз. 204, 227, 228, 298, 304, 363—366, 373, 405, 477, 503, 504
Бангвеуло, оз. 453
Баренцево море 14, 15, 18, 191, 201—204, 206, 280, 322, 394, 567
Барзас, р. 108
Баскунчак, оз. 75, 226
Батуми 57, 210
Батумский р-н 455
Башкирия 292, 306, 453
Безымянный, вулк. 419
Белая, р. 306
Белгородское м-ние 451
Белое море 18, 60, 86, 201, 280, 322, 380, 394
Белое, оз. 255
Белоруссия 324
Бельгия 104, 453
Бентгейм 453
Бердичевский у. 99
Береговые хр. 523, 525
Березовское м-ние 283, 470
Берингово море 364, 365, 372, 373, 380, 381, 542, 567
Берлин 17
Бермудское поднятие 444
Бетпак-Дала 529
Бискайский зал. 152
Благодатное, с. 98
Богемия 272
Богословское м-ние 264
Богородицкий у. 109
Богородск, г. 318
Богородский рудн. 117
Боденское оз. 198, 382
Бокано-де-Виррила 564
Боксон 451
Болва, р. 109, 110
Большеземельская тундра 131
Большетокмакское м-ние 463, 468
Большое Кулундинское оз. 366
Большой Балхан 171
Боровск, г. 536
Бретань 453
Брусяновская рудная площ. 271
Буг, р. 145
Будский рудн. 110
Буреинский басс. 252, 253
Бурлинской группы озера 298, 366, 504
Бурлю-Тюбинский плес 227

Валаам, о. 79—82
Валенсия 33
Варна 54
Вевер, форм. 453
Вейсово оз. 63
Верра, р. 514
Верхнекамское м-ние 516
Верхоянская геосинклиналь 541
Великая губа 83
Великие озера США 382
Великобритания 32, 46
Венесуэльский зал. 186
Вестфалия 280
Виллистонское м-ние 520
Вирджиния 453
Владимировка, с. 98
Владимирская обл. 136
Волга, р. 18, 65, 88, 133, 161, 186, 201, 216, 243, 259, 362
Вологда 529
Воронеж 131
Воронежский массив 441
Волхов, р. 80
Волынская губ. 92
Волынь 131
Воронежская обл. 137
Восточная Туркмения 562
Второе Баку 241, 439, 510
Выг, оз. 87, 453
Выг, р. 86, 87
Выкса, с. 111
Вышний Волочек 255
Вятка 131
Вятско-Камский край 262

Гавайские о-ва 400
Гаронна, р. 186
Гарц, горы 497, 523
Гаурдакский р-н 562
Гваделупа, о. 434
ГДР 453, 562
Гевшозеро, 86
Гекла, вулк. 419
Геокчай, р. 244
Германия 289
Гоби, пуст. 236, 237
Голландия 289
Гольфстрим 32, 38, 382
Гондвана 477, 533, 538, 542
Горький 529
Грантон, карьер 47, 121
Гренландия 416, 570
Гренландская платф. 533, 538
Гренландское море 49, 206
Гродно 139
Грозненская обл. 261
Грозненский р-н 241, 248
Гросс-Ильзеде 453
Губерлинские горы 151

Дагестан 244
Далгар, о. 426

Дальний Восток 236
Дамме 453
Дания 287
Данков 109, 110
Дарджа, п-ов 171
Даркверти, м-ние 283
Дейтон-Бич 196
Делаварский басс. 520
Десна, р. 177
Джаксы-Клыч, оз. 74
Джаксыкон, р. 498
Джарыл-Агач, оз. 415
Джебель-Онк, м-ние 453
Джезказган 497, 498
Джезказганский р-н 529
Джезказган-Улутавский р-н 498
Дзирульский массив 283
Дисковери, вп. 423—426, 557
Дисмальское болото 106, 483
Днепр, р. 54, 118, 439
Днепровско-Донецкая вп. 127, 129, 131, 133, 135, 136, 292, 443, 510, 520
Днестр, р. 54, 145
Доброй Надежды, мыс 40—42
Домбровский басс. 103
Дон, р. 109, 186
Донбасс 16, 63, 92, 103, 104, 252, 305, 315, 439, 443, 484, 536, 581
Думиничский рудн. 110, 111
Дунай, р. 186, 208
Дурновское м-ние 284
Дэвиса, прол. 194

Евпатория 58
Европа 4, 8, 32, 54, 179, 395
— Западная 10, 105, 152, 456, 484, 556
— Средняя 236
— Южная 152
Европейская Россия 109
— часть СССР 9, 222, 223, 278, 347, 348, 350, 351, 361, 438
Европейско-Азиатская засушливая обл. 528
Егоршинское м-ние 103
Екатеринославская губ. 96
Елатьма 109, 111
Енисей, р. 265
Енисейский кряж 264, 265

Жван, р. 146
Женева 50
Железный Рог 114
Жиздра, р. 109, 110
Жиздринский р-н 275
Журавлинское м-ние 232, 233, 263, 264, 328

Забайкалье 497
Закавказье 120, 122, 162, 242, 460
— Восточное 242
Закаспий 514
Замбези, р. 237
Западно-Сибирская низм. 269, 435, 439, 451, 479, 480, 537
Западно-Сибирский басс. 456
Земля Виктории 32
Земля Франца-Иосифа 202
Зубейр, о. 426
Зубцов, г. 536
Зукур, о. 426
Зульцбах 453

Известковые Альпы 198
Изюм, г. 97
Ижма, р. 174
Или, р. 227
Инд, р. 186
Индер, оз. 136, 307
Индийская платф. 538, 539
Индийский океан 33, 49, 121, 175, 194, 372, 373, 382, 395, 402, 537, 539
Индия 192, 297
Индонезия 367, 554
Иравади, р. 186
Иран 477
Ирландия 186, 189, 190
Исландия 32
Испания 453
Иссык-Куль, оз. 364, 365, 373, 477
Ишим, р. 529
Ишимбаевский р-н 305, 306, 365
Ишимская лука 558

Кавказ 19, 210, 214, 220, 242, 244, 248, 257, 262, 322, 477, 510, 541
— Северный 55, 206, 261, 470
Кавказское побережье 214, 218
Кавказско-Копетдагская горная обл. 136
Казань 29, 178, 179, 323
Казанская губ. 174
Казахская складчатая страна 268, 536
Казахстан 226, 227, 239, 265, 285, 289, 292, 328, 458, 502, 523, 529, 559
— Восточный 329
— Северо-Западный 326
— Центральный 103, 264, 326, 557
— Южный 292, 555
Кайдак, зал. 88
Калахари, пуст. 237
Калифорнийское море 193, 194, 214, 395, 437, 540
Калифорния 424, 472
Калуга 109
Камагатаке, вулк. 419
Камчатка 366
Канада 287, 534
Канадский арх. 192
— щит 197
Канарские о-ва 186
Кара-Богаз-Гол (Карабугаз) 65, 67—71, 88, 180, 226, 318, 514, 564
Караганда 336
Карагандинский басс. 438, 439, 456
— синклинорий 471, 488
Караганский зал. 514
Караджальское м-ние 557
Каратаг 502
Каратау, хр. 264, 453, 473, 497, 502, 503, 556
— Малый, хр. 292
Карелия 280, 453
Карибское море 152, 186
Каркинитский зал. 54
Карлавское оз. 415
Карлы, м-ние 305
Карнарвоншир 453
Карпаты 120
Карраи, вулк. 419
Карское море 14, 15, 121, 201, 205, 206, 380, 391, 394, 439, 456, 558, 567
Касимов 109, 111, 278
Каспийское море 18, 53, 54, 57, 65, 68—71, 74, 87, 88, 171, 201, 206, 215—220, 362, 365, 372, 375, 391, 402, 404, 405, 477

Каспий Северный 66, 67, 215, 216
— Средний 66, 67, 215, 216, 218, 219, 221
— Южный 65, 66, 215, 218, 219
Катавский р-н 321
Катмаи, вулк. 419
Кашмир 257
Квицапу, вулк. 419
Кельтма 529
Кенигсберг 50
Кент 453
Кентей, масс. 237
Керченский п-ов 55, 109, 113
— прол. 211
— басс. 452
Керченское м-ние 454, 456, 556
Киев 29, 129, 131, 178
Киевская губ. 92, 96, 98
Кизеловское м-ние 103
Кинешемский у. 174
Кинешма 132, 133
Киргизия 329
Киргизские степи 122
Кировское м-ние 453
Китай 40, 485, 529
Китайская платф. 538
Клайд, море, зал. 47, 48
Климецкие о-ва 83
Клинтон 279
Клинтонское м-ние 454, 456
Клуд, вулк. 419
Кок-Булак, м-ние 456
Кологривский у. 174
Коломбо 175
Колорадо, шт. 529
Колпашевские м-ние 453
Колумбия 453
Кольский п-ов 222
Комарово-Зигазинское м-ние 282
Комсомолец, о. 534
Конго, р. 186, 237
Кондопожская губа 83
Кордильеры 541
Корелоборское, с. 86
Косегуина, вулк. 419
Кострома 131, 132
Костромская губ. 174, 175
— обл. 132, 136, 137
Котельнич 529
Кракатау, вулк. 419
Крапивенский у. 109
Красная Шапочка, м-ние 264, 554
Красное море 49, 121, 402, 404, 424, 426, 429, 557
— оз. 75, 77
Красноводск 171
Краснокамск 529
Кривой Рог 98, 118, 120, 121
Криворожский р-н 119, 122
Кролевецкий у. 177
Кромы 317
Крым 55, 74, 88, 135, 208, 210, 213, 214, 226, 437
Крымско-Кавказская геосинклиналь 181
Крымско-Кавказская обл. 572
Куба, о. 192, 453
Кубань, р. 253
Кугитангский р-н 305
Кузнецкий басс. 103, 108, 248, 252, 439, 484
Кулундинская степь 226, 366
Кулундинские озера 363—365, 406
Кунгур 365
Кунене, р. 237
Кунашир, о. 366
Кура, р. 216, 220, 242, 362
Курейка, р. 534
Курильские о-ва 366, 368, 420, 422, 554
Куриш-Гаф, Куршский зал. 256, 257
Курск 131
Курская магнитная аномалия 280
Куручай, р. 244
Кутаисская губ. 122
Куули, мыс. 219
Куяльницкий лиман 61, 62, 75, 76, 78, 88
Кызыл-Яр, оз. 77

Лабинское м-ние 460, 470
Лавразиатская платф. 542
Ладожское оз. 78—83, 394
Лан и Диль, м-ние 289, 523, 524
Ла-Плата, р. 186
Лаптевых, море 439
Лендер 502
Ленинград 17, 241, 277
Лено-Вилюйская вп. 539
Липецк 109, 110, 270, 271
Липецкий р-н 271, 272, 274
Липецкое м-ние 454
Липовецкий у. 99
Лисаковское м-ние 453
Лотарингия 115, 318
Лотарингское м-ние 456
Лох-Файн, зал. 121
Лондон 6
Лощинское м-ние 453
Луизиана, шт. 424
Люберцы 318

Мадрид 331
Мазульское м-ние 284, 289
Макарьевский у. 174
Маклаковский рудн. 110
Малайский арх. 52, 288, 540
Малайское море 51, 437
Малая Азия, п-ов 210
Малоазиатское побережье 213, 214, 437
Малый Кавказ 242
Мангалия 54
Мангышлак, п-ов 118, 131, 133, 136, 162, 439, 458, 460
Мангышлакское м-ние 284
Манитоба, пров. 534
Мансфельд 280, 497
Манчин-Сари, о. 79
Маракайбо, оз. 186
Марльстон 453
Марокко 453, 502
Марсяты, м-ние 282
Марциальные Воды 86
Меганом, мыс 57
Мегген 280, 289, 527
Мгвимеви, м-ние 283
Медвежий, о. 336, 484
Мексиканский зал. 434, 444, 445, 448, 506
Меленки, г. 109
Менам, р. 186
Мереви, м-ние 283
Мертвое море 424
Миннесота, шт. 529
Минусинская котл. 534
Минусинский басс. 484
Миссисипи, р. 185, 186, 441, 453
Миссисипская дельта 445
Михайловские озера 366
Мичиган, шт. 534

Могилевская обл. 136
Момский антиклинорий 534
Монголия 237, 534
— Северная 236, 237
Морозовская коса 63
Москва 29, 129, 131, 179, 241, 251, 272, 318, 536
Московская обл. 136, 280
— синеклиза 451, 507, 520, 536, 542, 563
Мраморное море 57
Мугай, м-ние 280, 456
Мугоджары 239
Мурманский берег 202
Мюарк, о. 79

Натазат, вулк. 419
Неаполитанский зал. 122
Нева, р. 80
Нео Камени, о. 418, 420
Нея, р. 133
Нигер, р. 186
Нижний Новгород 131, 132, 322
Нижняя Тунгуска, р. 534
Николаевка, с. 97
Никополь 118, 119, 123, 168
Никопольский басс. 454
— р-н 119—122
Никопольский м-ние 178, 284, 451
Новая Зеландия 40, 221, 400, 523
Новая Ладога, г. 80
Новая Шотландия, пров. 453
Новгород-Северский 93
Новороссийск 74
Норвегия 287
Нордвикский р-н 534
Нормандия 453
Нортгемптон 453
Нучич 453
Нью-Йорк, шт. 453
Ньюфаундленд 32, 33, 186, 190, 453, 556
Ньюфаундлендская банка 189

Обручева, о. 72
Общий Сырт 135—137, 149, 257, 259
Обь, р. 364, 455
Огненная Земля 221
Одесса 29, 61, 75, 164, 178
Ока, р. 109
Окский басс. 274
Октябрьской революции, о. 534
Олонка, р. 80
Олонецкая губ. 85, 86
Олонецкий край 222
Онежское, оз. 78, 80, 82, 83, 263, 394
Оран 32
Орел 131
Ориноко, р. 186, 192
Оттава 103
Охлебинино, с. 306
Охотское море 364, 365, 367, 372, 373, 375, 380, 381, 386, 391, 401, 402, 420, 421, 422, 439, 554, 557, 567
Охтруп 453
Оять, р. 80

Пакистан 519, 520
Палео Камени, о. 418
Палеоволга 243, 244
Палеокура 244
Палеосамур 244
Памлико, зал. 193
Парадокс, басс. 529
Париж 75
Парижский басс. 6, 7
Парамушир, о. 366
Пас-дель-Рио, м-ние 453
Пасхи, о. 400
Паша, р. 80
Пенджаб 519
Пенза 131
Пензенская обл. 136
Перекопская группа озер 75, 77, 78, 88
Пересыпь 62
Перим, о. 426
Персидский зал. 186, 404, 520
Петроград (Петербург, Петербургская губ., С.-Петербург) 9, 29, 80, 178
Печора, р. 131, 174
Пионер, о. 534
Побединское м-ние 534
Повенецкий у. 85, 86
Поволжье 136, 151, 153, 292
Подмосковная синеклиза 331
Подмосковный басс. 103, 104, 107, 109, 233, 251, 328
Подмосковный р-н 453, 479
Подмосковье 16, 109, 136, 232, 254, 264, 302, 315, 328, 331, 332
Подолия 129, 136, 137, 147, 177
Подольская губ. 139, 144, 147
Полесье 222
Полтавская губ. 96, 98
Полуночное м-ние 282, 283
Польша 453
Полярный басс. 480
Понт 57
Португалия 40
Предкавказье 443
Прибалтика 108, 536
Приднестровье 536
Прииртышье 453
Прикарпатье 510
Прикаспийская низм. 74
Припятский прогиб 510, 520, 565
Приташкентский р-н 498
Приуралье 305, 497
— Северное 456
Птинов, мыс 79
Пуннус-Ярви, оз. 394
Пьяна, р. 174

Радомская губ. 139
Рай-Александровка, с. 97
Раммельсберг 280, 289, 527
Рейнские сланцевые горы 289
Рейнский грабен 565
Рио-Тинто, м-ние 523, 527
Россия 9, 53, 74, 89, 96, 98, 99, 101, 103, 128, 131, 151, 152, 179, 180
— Европейская 138, 148, 163, 169, 261
— Центральная 112, 113, 119, 453
— Южная 121, 122
Русская платформа 91, 92, 135, 162, 181, 232, 243, 247, 292, 303, 328, 334, 354, 360, 439, 441, 442, 470, 471, 477, 479, 502, 503, 506, 507, 520, 529, 533, 538, 539, 542, 548, 563
— равнина 7
Рязанская обл. 136, 453
Рязань 131

Сагыз, р. 136
Саксагань, р. 98

Сакское оз. 75, 77, 226, 414
Сакурадзима, вулк. 419
Салаир 239, 265
Самара 65
Самарская лука 154—156, 158—160, 166, 167, 178, 296, 572
Санта-Мария, вулк. 419
Санторин, о. 367, 401, 418, 420, 556
Сан-Франсиску, р. 186
Сапальское м-ние 118
Сатинка, дер. 230, 232, 316
Саратов 131
Саратовская губ. 154
Саратовская обл. 136
Саратовское Поволжье 149, 314
Сарепта 65
Сарыгул 329
Саскачеван, пров. 534
Сасык-Сиваш, оз. 415
Саун, мыс 79
Сахара 533
Свирь, р. 80
Св. Георгия, о. 195
Севастополь 58
Северные Кызылкумы 136
Северный Ледовитый океан 67, 372, 510, 567, 578
Северо-Американская платф. 520, 533, 538, 539
Северо-Онежское м-ние 451, 452
Селеук, м-ние 292, 502
Семипалатинск 118
Семипалатинская обл. 118
Семичастновский рудн. 110
Сенгилей 154
Сент-Этьен 104
Серпухов 109, 536
Сетте-Дабанский антиклинорий 534
Сибирь 135, 162, 264, 365, 564
— Восточная 236
— Западная 239, 284, 329
Сибирская платф. 108, 451, 502, 510, 520, 534, 538, 539, 562, 564
Сиваш, оз. 226, 564
Силезия 453
Синоп 57, 58, 210
Сицилия 32
Скандинавия 141
Славянский у. 63
Смоленск 131
Сноуден 6
Соганцу 533
Сок, р. 323
Соленая, р. 118
Солигалич 529
Соликамск 305
Соликамское м-ние 306, 307
Соляной, хр. 519, 520
Сонкуль, оз. 533
Сосновское м-ние 268
Сосьвинское м-ние 456
Спасско-Успенский синклинорий 326
Средиземное море 40, 49, 51, 57, 121, 152, 364, 373, 402, 437
Срединный Атлантический хр. 189, 373, 427
Срединный Тихоокеанский хр. 427
Среднерусская возвышенность 136
Средняя Азия 74, 226, 241, 303, 305, 529
Старое, оз. 75, 77
Стассфурт 516, 520
Стерлибашево 305
Сувандо, оз. 80
Сумсар, м-ние 498
Сумской посад 86
Сура, р. 174
Суринам 453
Суричао 453
Суссекс 453
Суруга, р. 323
Сухой (Клейн-Либентальский) лиман 62
США 32, 196, 287, 324, 483, 485, 488, 502, 519, 523, 525, 529, 534, 555, 559
Сызранский р-н 136
Сызрань 257, 259
Сынтул 111
Сырдарья 71, 88
Сырский рудн. 271
Сырское оз. 271
Сьерра-Невада 523, 525
Сюртусу 498

Табуаи, о-ва 401
Таврическая губ. 96
Таджикистан 329, 502
Таймыр 534
Тайпала, р. 80
Таласский Алатау 536
Талдык, зал. 73
Талды-Эспе 456
Таманский п-ов 109, 113
Тамбовская обл. 136
Тамборо, вулк. 419
Таналык-Баймакский р-н 326
Танатарские озера 226
Тарбагатай, хр. 554
Тарма 533
Тарту (Юрьев) 67
Тасмания 221
Тас-Хаяхтахский антиклинорий 534
Татария 453
Татарское м-ние 451
Терасия, о. 418
Терек, р. 216, 362
Терс-Аккан, р. 529
Тетис 477
Тиман 321, 328, 484
— Южный 452
Тиманское поднятие 451
Тихвинский р-н 163
Тихвинское м-ние 232, 241, 263, 451
Тихий океан 33, 40, 49, 175, 194, 195, 353, 372, 373, 382, 386, 387, 395, 397—402, 417, 430, 473, 537, 567
Тихоокеанский вулканический пояс 555
Товарищества, о-ва 401
Тола, р. 237
Толопай, форм. 533
Точницы, сел. 86
Траут-Лэйк, оз. 394
Тринити, зал. 33
Туамоту, о-ва 400, 401
Туймазы 453
Тула 109, 317, 536
Тульская губ. 109
Тульский р-н 270, 271, 275
Тульское м-ние 454
Тунгусская впадина 539
Тунис 453, 502
Тургайский прол. 363
Туркестан 135
Турку 519
Турция 453
Тюрингия 453

Тянь-Шань 497, 533, 541
Удоканское м-ние 497
Узун-ада 171
Украина 118, 120, 264, 460
Украинский щит 458
Улан-Батор 237
Ульяновская обл. 136, 257, 259
Ульяновское Поволжье 149
Уманский у. 99
Унжа, р. 133
Упа, р. 109
Урал, р. 136, 216, 362
Урал, хр. 91, 92, 103, 109, 116, 118, 122, 135, 152, 233, 239, 243, 264, 265, 279, 282, 285, 289, 292, 321, 328, 329, 451, 541, 554
— Восточный 560
— Западный 262
— Северный 166, 264, 267, 268, 282, 326
— Средний 222, 264, 268
— Южный 222, 239, 257, 258, 261, 264, 284, 292, 326, 328, 452, 454, 502, 555
Урало-Алтайская геосинклиналь 181
Урало-Сибирская зона 541
Урало-Эмбенский р-н 241, 248, 305
Успенско-Спасский р-н 285
Уфа, р. 323
Уфимское плато 257, 260
Ухта, р. 174
Учуткуль, зал. 72
Уэльва, пров. 289

Фенноскандия 236, 243
Фергана 442
Ферганская депр. 503
Филиппинские о-ва 40, 192, 453
Финляндия 80, 85, 287, 453, 519
Флорида 32
Флоридское побережье 186, 187, 196, 334
Фосфория, форм. 502, 503, 555, 559, 560
Франция 6, 32, 104, 107, 453
ФРГ 453
Фродингем 453

Хаджибейский лиман 61, 62, 75, 77, 88
Хантайка, р. 534
Хара, р. 237
Харьков 29
Харьковская губ. 96, 98
Хатангская вп. 520
Хауторн, форм. 502
Херсонская губ. 98
Холодная балка 62
Хопер, р. 136
Хоперское м-ние 454
Хуанхэ, р. 186

Цейлон 175
Центральное плато Франции 104
Центральное Предкавказье 439

Чарлстон 196
Чейн, вп. 423, 425
Челябинский басс. 252
Чернигов 131
Черниговская губ. 92, 177
Черниговская обл. 136
Черное море 53—62, 64—66, 71, 74, 76, 77, 87, 88, 171, 174, 179, 204, 206, 207, 209—215, 280, 281, 296, 317, 319, 322, 364, 365, 372, 373, 375, 380, 383, 385, 386, 390, 402, 404, 405, 437, 439, 442
Черноморский басс. 180, 207—209
Чиатуры, Чиатурское м-ние 118, 279, 283, 284, 454, 459, 460, 463, 467, 556
Чита 470
ЧССР 453
Чувашская АССР 259
Чукотское море 439
Чусовая, р. 323

Шаньси, пров. 533
Шахнабатчай, р. 244
Швейцария 453
Швеция 287
— Южная 519
Шивелуч, вулк. 419
Шлиссельбург 79, 80
Шотландия 7, 40, 47, 104, 121, 280
Шпицберген 32, 202

Эгейское море 367, 418
Эквадор 533
Эксулинское поднятие 498
Эльба, р. 186
Эльтон, оз. 226
Эмба, р. 136, 362

Южно-Американская аридная обл. 528
Южно-Американская платф. 538
Южно-Украинские м-ния 459, 460, 463
Юинта 502
Юрские горы 7
Юрунг-Тумус, п-ов 534
Юта, шт. 529

Яйла 120
Янгантау, гора 257
Янцзы, р. 186
Япония 40, 523
Японское море 364, 380, 391, 442
Ярославль 131
Ярославская обл. 136

Аарнио В. 198
Абих Г. 67
Абрамович Е. Л. 497, 498
Авдусин П. П. 241
Алабышев В. В. 89, 221—223, 225, 361, 404
Алекин О. А. 369, 379
Александер 578
Алиев А. Г. 241
Альберти Ф. 7
Андреев А. П. 78—82
Андронов С. М. 451
Андрусов Н. И. 24, 53—60, 64, 68, 87, 113, 118, 129, 133, 164, 165, 169, 171—174, 179, 206, 208, 314, 572—574
Андрэ К. 31, 49—51, 229, 396
Аншелес О. М. 232, 241, 262, 263, 317
Аполлов Б. А. 216, 242
Армашевский П. Я. 93, 94, 163, 170, 178
Архангельский А. Д. 9, 10, 19, 20, 22, 24, 25, 60, 129, 133—135, 137, 138, 141, 148—154, 163, 166, 169, 170, 178—180, 205—209, 211, 212, 214, 215, 229, 261, 263—265, 267—270, 280—282, 292, 314, 320—322, 325, 327—331, 340, 349, 357, 452, 454, 474, 480, 542, 573, 575
Архангельский Н. И. 264, 265
Аршинов В. В. 232, 262, 263, 317

Байен Д. 481
Барбот-де-Марни Н. П. 94
Барковская М. Г. 25
Барсуков В. Л. 427
Баталина М. А. 207
Батурин В. П. 215, 216, 218, 241—248, 309, 340, 349, 357
Батурин Г. Н. 428
Башарина Н. А. 366
Безруков П. Л. 25, 239, 329, 357, 364, 365, 373
Бейеринк М. В. 63
Бейли Д. 32
Белоус 456
Белоусов А. К. 239
Бельская Т. Н. 360, 505, 508, 509
Берг Л. С. 71—74, 88
Бергер М. Г. 443
Бергман А. Г. 365
Берримен 32
Бетехтин А. Г. 283—285, 313, 327, 457, 463, 467
Бёггильд 50
Бёкланд У. 7
Бирина Л. М. 548, 561, 563, 565, 566
Бишоф Г. 122, 126
Бишоф Дж. 445, 448
Богданов А. А. 497
Богданович К. И. 115—117, 573
Богомолец М. А. 72
Богушевский С. К. 92
Бонатти Э. 396
Борзов А. А. 221
Борисяк Н. И. 128
Бостром К. 427
Бражникова Л. В. 369, 379
Брамлетт М. 186, 189, 190
Бредли В. 186, 189, 190
Бремнер 289
Бродская Н. Г. 73, 364, 365, 373
Броньяр А. 6, 7
Бруевич С. В. 215, 221, 364
Брунер 467
Брусиловский Е. М. 59, 62
Бубнов С. Н. 9, 542
Будянская М. Л. 203, 220
Бунеев А. Н. 308
Буткевич В. С. 324
Бутузова Г. Ю. 367, 420
Бух К. 184, 578
Бух Л. 7
Бушинский Г. И. 25, 296, 360, 455, 472—474
Бюффон Ж. Л. 12, 356

Валединский В. В. 242
Валяшко М. Г. 78, 226, 300, 308, 365, 405, 410—412, 415, 504—506, 511, 512, 522, 566
Вальтер И. 8, 9, 24, 31, 52, 129, 142, 168, 173, 179, 310, 552, 573
Вальц И. Э. 251
Ван-Хайз 311
Вант-Гофф Я. Г. 226, 318, 413, 582
Ваттенберг Г. 184, 469, 579
Вегенер 226
Ведеполь 396, 400, 401
Вейншенк Э. 168
Вейсс 79
Вериго А. А. 20, 61, 75—78, 89, 179, 226, 298, 308, 411
Вернадский В. И. 12, 101, 267, 283, 314, 315, 337, 550, 573
Вернер Г. 12
Вестерберг 300
Викулова М. Ф. 249, 250
Вильямс В. Р. 248
Вильямсон Э. Д. 183
Виноградский С. Н. 123, 172
Вислоух С. М. 82
Виталь Д. А. 364, 365
Вишняков С. Г. 504
Влодавец В. И. 366
Влодарская В. Р. 443
Воган В. 10
Войтов В. И. 424

Волков А. Н. 262—264
Волков И. И. 59, 319, 364, 365, 383, 389, 391, 464
Ворожева Е. М. 292
Врангель Ф. Ф. 55, 56
Вулдрих 59
Высоцкий Г. В. 118
Вюрц 75, 76

Габерт Н. Г. 324
Габриэлян А. М. 360
Гаврилов А. А. 558
Гайдингер 161, 296—298, 301—303, 308, 411, 412, 504, 575
Гардер Г. 481
Гаррасович 154, 225
Гаррелс Р. 466, 581—583
Геберт 9
Гедройц К. К. 182, 205
Гейм А. 188
Геккер Р. Ф. 25
Гексли Т. 33
Гендрикс С. 293
Геншель 194
Геттон 23
Гилльман 128
Гильзен К. К. 72, 73, 78, 80—85, 179
Гиммельфарб Б. М. 25, 357, 560, 561
Гинзбург А. И. 251
Гинзбург И. И. 82, 83, 91, 92, 99—103, 239, 240, 250, 251, 316, 361, 575
Гискис Дж. М. 506
Глаголева М. А. 364, 365, 371, 383
Гладковский А. К. 455
Глико О. А. 274
Глинка К. Д. 91, 93, 138—140
Гмелин И. Г. 74
Годлевский М. Н. 345
Голдберг 387
Головкинский Н. А. 9, 24
Гольдринг Н. 103
Гольдшмит В. М. 182, 349
Гольдштейн Ц. Л. 252, 253
Горбунова З. Н. 398
Горецкий Ю. К. 320, 451, 455
Горшков Г. С. 366
Горшкова Т. И. 18, 204, 206
Гото 577
Гофф, фон 23
Гранд-Эри С. 104
Грегэм У. 295
Грессли А. 9
Григорьев В. Н. 555
Гримм Р. А. 66, 67
Грунер Ж. 324
Грязнов В. И. 457, 460
Гукер Д. 32
Гуров А. В. 92, 94
Гуров Н. И. 113, 270, 273, 274
Гутман Р. Ю. 82
Гущенко И. И. 366
Гюмбель К. 129, 168, 173, 310, 402, 573

Давыдова Т. Н. 252, 253
Дакэ 8
Дана Дж. 7
Д'Анс 582
Данчев В. И. 22
Дегенс Э. 425
Деймен 33
Делесс А. 32, 33, 54, 65, 164, 185
Денуайе Ж. 7
Дербиков И. В. 554
Дерпгольц П. Ф. 505, 506, 566
Джекс-Браун 149
Джеффрис Д. 32
Джонстон Дж. 183
Дзоценидзе Г. С. 396, 556
Дмитриев Л. В. 427, 428
Докучаев В. В. 91, 222, 361
Долло Л. 552
Домарев В. С. 497
Домгер В. А. 118
Дриженко Ф. К. 84
Дружинин И. П. 365, 497
Дрью Г. 60, 314, 579
Дубянский В. В. 92—94, 163, 166, 178

Егунов М. А. 62—64, 87, 115, 169, 174, 314, 574
Емельянов Е. М. 364
Епифанов Б. П. 113, 273, 274
Ергольская З. В. 108, 251, 252, 483
Ефремов Н. Н. 82

Жемчужников Ю. А. 251—254, 331, 335, 548
Жемчужный С. Ф. 77, 78, 407
Женжурист Ф. 103
Жеребцов 67
Журбицкий В. И. 497

Завадский 467
Заварицкий А. Н. 116, 117, 163, 306, 366
Зайцев Н. С. 534, 536
Залесский М. Д. 103—108, 179, 251, 252, 254—257, 260, 261, 333
Залманзон Э. С. 207, 581
Замятин А. Н. 133
Зеленов К. К. 366, 367, 396, 418, 422, 554, 566
Зелинский Н. Д. 59, 62
Земятченский П. А. 10, 95—99, 103, 109—113, 119, 163, 166, 167, 179, 249, 250, 270, 272, 274, 275, 278, 279, 436, 572
Зенкевич Л. А. 204
Зильберберг Л. А. 62
Зильберминц В. А. 83, 315
Зонов Н. Т. 292
Зубаков В. А. 567, 568

Иванов А. А. 307, 514, 516, 518
Иванов В. В. 366
Ильина Н. С. 207
Иностранцев А. А. 9, 80, 85, 86, 94, 132, 324
Ирвин Р. 46—48, 60, 121, 169, 173, 179
Исаева А. Б. 365, 367
Исаченко Б. Л. 226, 307, 413

Казаков А. В. 20, 132, 133, 203, 292—296, 321, 357, 450, 471—474, 576, 579
Казаринов В. П. 238, 341, 355, 359, 404, 435, 480, 481, 495, 568—571
Кайо Л. 10, 141, 142, 149, 154, 166, 180, 249, 349, 474
Калугин А. С. 418, 419, 554
Кантор М. И. 114, 270, 278
Каржавин Н. А. 264
Карманов В. П. 279
Карно 132
Карпентер Д. 32
Карпинский А. П. 9
Карпова Г. В. 443

Карчевский С. 103
Кассин Н. Г. 326
Кейзерлинг А. А. 128
Кеппен 226
Кешмэн Дж. 189
Киттль 59
Клаус К. К. 128
Клемент 300
Кленова М. В. 18, 19, 199, 201—206, 209, 215—218, 229, 248, 314, 396
Князева Л. М. 364, 373
Ковалевский В. О. 24, 552
Коган Б. П. 566
Кожевников К. Е. 285, 326
Козлечкова А. В. 274
Козлов А. Л. 283
Колле Л. 49, 50
Кольбе Р. Р. 82
Кон 123
Конибир У. 7
Коновалов Г. С. 365, 371
Константинов М. М. 497
Конторович А. Э. 365, 369, 371
Контуа Д. 481
Копелиович А. В. 319, 506
Копченова Е. В. 207, 270, 280—282
Копылова Е. К. 215, 216, 218
Корренс К. 184, 186—188, 190, 197, 398, 400, 577, 579
Коссовская А. Г. 22, 443
Котова Л. Н. 554
Коцовский Н. Д. 118
Краускопф К. 387, 457—459, 466, 467, 577, 580
Крашенинников Г. Ф. 25, 252, 352, 483
Кренделев Ф. П. 497
Кротов Б. П. 11, 77, 161, 239, 270, 276—279, 296—305, 309, 313, 320, 321, 349, 359, 455, 504, 575
Крумбейн В. 466, 514, 580
Крылов 72
Крюммель О. 50
Кудрявцев Н. А. 561—566
Кузнецов И. Г. 254, 257, 258
Купер Л. 185
Курнаков Н. С. 20, 71, 77, 78, 226, 227, 298, 308, 318, 365, 405—407, 411, 413, 582
Кюрье Ж. 6, 12, 356

Лайель Ч. 7, 22, 24, 25, 104, 164, 167
Ламанский В. В. 138, 140, 141, 143, 150, 169, 349
Ланг 91
Лаппаран 104, 107, 249
Лебединцев А. А. 57, 59, 65, 66, 68—71, 75, 76, 88, 179
Левенко А. И. 534
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 11
Левицкий Ю. Ф. 514, 518
Левченко А. И. 578
Леонардо да Винчи 23
Лепешков И. Н. 365
Либрович Л. С. 326
Лизеганг 273
Линк 300
Лисицын А. П. 364, 365, 373, 398, 431, 567
Лисицына Н. А. 402, 435, 455, 458—460
Литвиненко А. У. 456
Логан Д. 7
Логвиненко Н. В. 360
Ломакин 67
Ломакс 104
Лопатин Г. В. 429, 494
Лотце 514, 519, 521
Лундквист Г. 198
Лурье А. М. 497, 498
Лучицкий В. И. 10, 92, 93, 163, 178, 179
Любавин 132

Макаров З. А. 226, 406
Макарова Т. Б. 472
Маклашевский 56
Малаховский В. Ф. 456
Малеев В. Ф. 366
Малявкин С. Ф. 262—269, 455
Мангейм Ф. Т. 445, 446, 448, 506
Мангельсдорф П. Ц. 506
Мариньяк 296, 298, 300—303, 308
Маричев К. И. 497
Марков К. В. 109, 116
Марков П. Л. 232, 264
Маркс К. 23
Маршандиз Г. 466
Мартенс Дж. 196
Мархинин Е. К. 429
Маслов В. П. 315
Мейен С. В. 108
Мейнард В. 184, 577
Мемель М. 293
Менард 373, 396
Менделеев Д. И. 349
Меррей Дж. 8, 31, 33—52, 58, 60, 64, 121, 129, 137, 138, 151, 169, 170, 173, 179, 186—188, 190, 191, 199, 205, 313, 382, 396, 397, 401—404, 474
Миллер А. 422, 423, 425, 426
Милло 443
Мильнер 245, 249
Миропольский Л. М. 276, 279
Мирчинк Г. Ф. 133
Митчелл А. 184, 185, 303, 578
Михайлов А. С. 472
Михайлов Б. М. 455
Михальский А. Ф. 118
Молдаванцев Е. П. 264—269, 282, 283, 313
Молиш Г. 123, 172, 324
Мур Э. 184, 578
Мурчисон Р. И. 7, 9, 128
Мушкетов И. В. 24, 165

Набоко С. И. 366
Надсон Г. А. 60, 63, 64, 87, 115, 169, 314, 574
Найюду 396
Наливкин Д. В. 9, 213
Нансен Ф. 17
Нарай-Сабо 293
Наркелюн Л. Ф. 497
Наттерер К. 121
Науманн Э. 128, 198, 324
Науменко П. И. 456
Наумова С. Н. 251, 274
Неймайр М. 9, 24
Нестерова И. Л. 364, 367, 557
Нечаев А. В. 133
Никитин С. Н. 9
Николаев А. В. 365
Николаев В. И. 132, 226, 365, 413, 582
Новикова А. С. 556
Новохатский И. П. 470

Ноинский М. Э. 10, 154, 157—161, 163, 166, 167, 170, 178, 179, 296, 305, 307, 331, 504, 572
Носов А. Ф. 215
Носов Г. И. 398, 443

Обручев В. А. 326
Ог Э. 168, 169, 552
Огильви Н. А. 506
Окамото Г. 481, 577
Оксениус К. 67
Окура 577
Омалиус д'Аллуа М. 7
Орбиньи А. 7
Орлова П. В. 451
Осборн 248
Осипов С. С. 259, 313, 510
Осипова А. И. 25, 360, 505, 508, 509
Остроумов А. А. 57, 68
Остроумов Э. А. 59, 364, 365, 367, 389

Павлов А. П. 9, 24
Паллас П. С. 74
Пастухова М. В. 455
Пахомова А. С. 206, 219, 220
Пейве А. В. 553, 554
Перфильев Б. В. 324
Петелин В. П. 364, 365, 373, 375, 377, 421
Петерсен М. 427
Петр Первый 86
Петренко А. А. 471
Петриев 76
Петров В. П. 435
Петрушевский Б. А. 536
Пиа Ю. 184, 198
Пиггот К. 186, 190
Пилипчук М. Ф. 365, 383, 384
Писарчик Л. К. 360
Писцов Ю. П. 470
Полдеварт А. 429
Поляков В. Ф. 85
Полянин В. А. 276
Полынов Б. Б. 233—238, 247, 267, 316, 340, 341, 349, 571
Попов А. П. 133
Попов В. М. 497, 498
Попов П. Г. 217, 218
Попов С. П. 109, 113—117, 133, 169, 278, 573
Попруженко С. Г. 57
Потапова 534
Потонье Р. 104, 106, 198, 256
Православлев П. А. 314
Пратц 71
Предтеченский В. Е. 62
Пронин А. А. 543, 544, 549
Прянишников Д. Н. 133
Пуаре И. В. 306
Пузанов Г. И. 128
Пурталес Г. 32, 40
Пустовалов Л. В. 8, 19, 20, 22, 25, 27, 29, 113, 230—233, 238, 247, 257, 263, 264, 270—275, 278, 279, 301—303, 309, 313, 315—321, 331, 340—356, 358, 361, 367, 436, 495, 542, 571, 573, 575—577, 580
Пушкарев Г. 83
Пушкина З. В. 420
Пфафф 160, 161, 300

Радкевич Г. А. 10, 94, 144, 145, 147, 163, 177, 178
Разумовская Е. Э. 306, 307
Ранкама 519
Ратеев М. А. 187, 364, 375, 377, 398, 442, 443, 460
Раузер-Черноусова Д. М. 207
Ренар А. 8, 31, 33—46, 49—52, 58, 64, 129, 138, 147, 169, 170, 179, 186—188, 190, 191, 199, 313, 382, 396, 397, 402—404
Ренгартен Н. В. 471
Рихтер-Бернбург Г. 513, 518
Роде А. А. 288
Рожкова Е. В. 267, 314, 322, 324, 472, 480, 579
Розанов А. Н. 133, 179, 256
Рокфеллер Д. 192
Романкевич Е. А. 193
Ронов А. Б. 431, 441, 507, 529, 536, 567
Росс 32
Росс Д. 425
Россолимо А. И. 17
Рот И. 67
Рубей В. 196, 197
Руссель 122
Рухин Л. Б. 22, 27, 436, 440
Рыковсков А. Е. 20, 307, 308, 321
Рязанов В. П. 232, 264

Сабанин 248
Самойлов О. Я. 505, 506
Самойлов Я. В. 10—20, 22, 28, 60, 123, 129, 133, 134, 138, 163, 169, 170, 174—179, 200, 206, 270, 273, 292, 314, 320, 322, 323, 362, 480, 573, 574
Сапожников Д. Г. 25, 227, 228, 352, 364, 365, 373, 557
Саппер К. 417
Саркисян С. Г. 241, 360
Севастьянов В. Ф. 319, 365, 383, 389, 391, 464
Седжвик Л. 7
Сейлс Ф. 446
Селиванов Т. 128
Семенович Н. И. 81, 82, 275, 277
Семихатов А. Н. 133
Серебрякова М. В. 472
Сидоренко М. Д. 10, 62, 64, 72, 119, 124, 127—129, 166, 167, 178
Синдовский К. 196
Скворцов Е. Ф. 207
Скориков А. С. 80
Скорнякова Н. С. 398—401
Смирнов А. И. 471—474, 503, 579
Смирнов В. П. 80
Смирнов Н. Н. 299—303, 321, 479
Смирнов П. П. 84
Смит В. 6, 170
Смольянинов Н. А. 232, 264, 317
Снежинский В. А. 207
Спятков А. А. 108
Советов С. А. 82
Соколов В. С. 385
Соколов Д. С. 505, 506
Соколов Н. А. 97, 118—121, 123, 138, 163, 164, 169, 174, 179, 314, 383, 573, 574
Соловьев А. В. 364
Соловьев В. В. 82
Сорби Г. 10, 147, 179
Степанов 71
Степанов П. И. 335—338

Страхов Н. М. 8, 21, 22, 25, 196, 207—209, 211, 212, 214, 215, 228, 258—261, 275, 286, 289, 290, 298, 312, 323, 324, 327, 328, 339, 357, 362, 365, 367—369, 372, 377, 378, 383, 393, 405, 429, 438, 441, 454, 455, 458, 464, 466, 470, 475, 476, 484—487, 489, 496, 499, 503, 510, 522, 543, 544, 546, 553, 557, 559, 560, 573, 575, 578

Татарский В. Б. 303—305
Твенхофел У. 8, 343, 436
Тегартен 76
Тейх 71
Телентюк Е. С. 406
Теодорович Г. И. 26, 261, 360, 504, 534, 580, 581
Тилло 333
Тимирязев К. А. 133
Тиммерманн Э. 184, 578
Тимофеева З. В. 470
Титов А. А. 61
Тихомиров С. В. 544
Тихонович Н. Н. 133
Тице Е. 67
Ткаченко Р. И. 367
Толмачева Т. А. 226, 308, 412
Томас В. 481
Томпсон 289
Томсон У. 32, 147
Топорков Д. Д. 285, 326
Торн Э. 186, 187
Точилин М. С. 113, 274
Траск П. 186, 191—197, 201, 214
Траутшольд Г. А. 9
Триммер 9
Трофимук А. А. 276
Туле Ж. 50
Тутковский П. А. 92, 94

Удинцев Г. Б. 427
Ульский А. 79
Урри Д. 190
Уэллиш 32, 147

Файоль 104, 107
Федоров Б. М. 239, 265
Федоров Е. С. 118, 166
Фейгельсон И. Б. 226
Феодосьев Г. 118
Ферсман А. Е. 12, 182, 229, 232, 262, 267, 310—313, 317, 320, 340, 349, 355, 387, 563
Фивег М. П. 514, 516, 518, 566
Филатов К. В. 505, 506
Филиппи Е. 49, 50, 179, 190, 304
Филиппович В. 62
Филлипс У. 7
Флоренский В. П. 548
Фомина Л. С. 389
Формозова Л. Н. 456, 556, 558
Фохт К. К. 262
Фракастор 23
Фукс-Романова Г. Ю. 241

Хабаков А. В. 26
Хаддинг 249
Хайес Г. 166
Харвей 185
Хворова И. В. 303, 548, 558
Херасков Н. П. 252
Хилл 149
Хинде 147
Хирьяков М. Н. 86, 87
Ходнев А. И. 128
Хуэнг 481
Хьорт 50

Цапф 123
Цветков А. И. 503
Цехомский А. М. 441
Циркель Ф. 67
Циттель К. 7

Чепмен 149
Чирвинский В. Н. 10, 129—134, 137, 178
Чухров Ф. В. 278, 467

Шанцер Е. В. 25, 357
Шатский Н. С. 426, 427, 542, 555, 558, 559
Швакгофер С. Ф. 124—127, 131
Швецов М. С. 8, 10, 13, 25, 36, 140, 179, 229, 248, 249, 301, 303, 311, 312, 314, 321, 326, 331, 332, 334, 337, 340, 349, 357, 440, 542, 548, 575
Шепард Ф. 185, 314
Шёне 248
Шишкина О. В. 188, 364
Шмельк 50
Шмидт К. 67, 68, 71, 72
Шнейдерхен Г. 10
Шнюков Е. Ф. 456
Шокальский Ю. М. 80, 206
Шотт В. 186, 188—190, 215
Шпангенберг 300
Шпиндлер И. Б. 55, 57, 68
Штейдтман 159, 173
Штилле Г. 542
Штрейс Н. А. 285, 326, 553, 554
Штремме 99, 100
Шульц Ф. 175
Шутов В. Д. 497
Шюллер А. 497

Щепотьев А. 175
Щукарев С. А. 20, 226, 308, 412

Энгельс Ф. 233
Эренберг Г. 32, 86, 172

Юрк Ю. Ю. 456

Яблоков В. С. 25, 251, 357
Языков М. А. 128
Яншин А. Л. 26, 239, 426, 556, 560, 561
Яржемский Я. Я. 306, 309
Ястребова Л. А. 215

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

ИСТОКИ ЛИТОЛОГИИ, ЕЕ ЗАДАЧИ И МЕТОДОЛОГИЯ 6

1. Истоки литологии (6). — 2. О первой формулировке задач и методологических установок литологии как самостоятельной науки (13). — 3. О судьбе основополагающих идей Я. В. Самойлова (18). — 4. О новой формулировке задач литологии и ее методологии (20). — 5. Борьба вокруг сравнительно-литологического метода в 1948—1952 годах (22). — 6. О возможностях иной, не сравнительно-литологической методологии в литологической науке (26)

Часть I

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ КОНЦА XIX—НАЧАЛА XX В. 29

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЗАРУБЕЖНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАССЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С 70-Х ГОДОВ XIX В. ДО КОНЦА ВТОРОГО ДЕСЯТИЛЕТИЯ XX В. 31

1. Исследования морских осадков до экспедиции «Челленджера» (31). — 2. Экспедиция «Челленджера» (1872—1876 гг.), методика сбора материала и его обработки (33). — 3. Общие результаты обработки материала (35). — 4. Источники вещества в представлениях Дж. Меррея и А. Ренара (38). — 5. Глауконит и фосфориты и их генезис (40). — 6. Железо-марганцовые конкреции и их генезис (43). — 7. Общая схема седиментации и ее темпы в океанах, по Дж. Меррею и А. Ренару (44). — 8. Работы Дж. Меррея и Р. Ирвина по диагенезу «синего ила» (46). — 9. Дальнейшие работы по современным морским осадкам в конце XIX—начале XX в. (49). — 10. Основные идеи, выросшие из зарубежных исследований бассейнового осадконакопления с 70-х годов XIX в. до начала 20-х годов XX в. (51).

Глава II

ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВОДОЕМАХ РОССИИ (80-е ГОДЫ XIX В.—НАЧАЛО XX В.) 53

I. Бассейны юга России 53
1. Осадки Черного моря (53). — 2. «Грязевые» отложения черноморских лиманов и соляных озер (61). — 3. Осадки Каспийского моря (65). — 4. Осадки Кара-Богаз-Гола (67). — 5. Аральское море и его осадки (71). — 6. Начало научного исследования соляных озер и лагун юга России (74).

II. Исследование осадков крупных и малых озер таежно-подзолистой зоны России 78
1. Осадки Ладожского озера (79). — 2. Осадки Онежского озера (82). — 3. Осадки озера Байкал (84). — 4. Железорудные озера Балтийского щита (85).

III. Вклад русских ученых в познание современного осадкообразования в конце XIX—начале XX в. 87

Глава III

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ ПИТАНИЯ ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ ОСАДОЧНЫМ МАТЕРИАЛОМ И О ГЕНЕЗИСЕ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И УГЛЕЙ 90

1. Источники материала древних осадочных пород (91). — 2. Исследование песчаных пород юга России (92). — 3. Общие представления о глинах как породе (94). — 4. «Каолинитовые образования Южной России» П. А. Земятченского (95). — 5. «Каолин и его генезис» И. И. Гинзбурга (99). — 6. «Опыт характеристики генетических типов глинистых образований» И. И. Гинзбурга (101). — 7. Представления об образовании каменных углей (103).

Глава IV

ИССЛЕДОВАНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ И МАРГАНЦОВЫХ РУД 109

1. Железные руды центральной части Европейской России (109). — 2. Исследование керченских руд (113). — 3. Красные оолитовые железняки в девоне западного склона Урала (116). — 4. Исследование марганцовых руд и их генезиса (118).

Глава V

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОСФОРИТОВ И ГЛАУКОНИТА 124

1. Первый этап изучения фосфоритов (124). — 2. Исследования В. Н. Чирвинского (129). — 3. Работы Комиссии по изучению фосфоритов (1908—1918 гг.) (133). — 4. Глауконит и его генезис по исследованиям К. Д. Глинки (138). — 5. Глауконит в древнейших силурийских отложениях (по В. В. Ламанскому) (140). — 6. О некоторых общих методологических высказываниях В. В. Ламанского (141).

Глава VI

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ 144

1. «О меловых отложениях Подольской губернии» Г. А. Радкевича (1891) (144). — 2. Палеоокеанографические исследования верхнего мела юго-востока Европейской России А. Д. Архангельским (148). — 3. «Самарская лука» М. Э. Ноинского (1913) и генезис доломитов (154).

Глава VII

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУССКИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ КОНЦА XIX — НАЧАЛА XX В. 162

1. Ограниченность и относительная простота объектов исследования (162). — 2. Об общих взглядах на процессы осадкообразования (164). — 3. Гидрохимическая концепция конца XIX в. и ее корни (166). — 4. Концепция первичного происхождения аутигенных пород и руд и ее корни (167). — 5. О биогенном механизме возникновения аутигенных пород и руд (170). — 6. О разрушении раковин в диагенезе осадков и о возникновении аморфных и криптокристаллических структур (176). —7. Центры развития литологической мысли в России в конце XIX—начале XX в., их связь с зарубежной наукой (178).

Часть II

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИДЕИ С НАЧАЛА 20-х ДО СЕРЕДИНЫ 40-х ГОДОВ 181

Глава 1

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В 20—30-е ГОДЫ 183

1. Гидрохимические черты морской воды и их значение для познания осадочного процесса (183). — 2. Распределение осадков на шельфе (по Ф. Шепарду) (185). — 3. Исследование осадков в разных частях Атлантического океана (186). 4. Работа П. Траска о влиянии солености морской воды на содержание $CaCO_3$ в осадках (191). — 5. Работа П. Траска о распределении органического вещества в современных осадках (192). — 6. О распределении терригенных минералов в гранулометрическом спектре осадков (196). — 7. Изучение озерных осадков (197).

Глава II
СОВЕТСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В 20—30-е ГОДЫ 200

1. Работы М. В. Кленовой и ее группы по осадкам северных морей (200). — 2. Исследование осадков Черного моря А. Д. Архангельским (с сотрудниками) (206). — 3. Исследование осадков Каспия В. П. Батуриным, М. В. Кленовой, А. Ф. Носовым, С. В. Бруевичем (215). — 4. «Зональность озерных отложений» В. В. Алабышева (221). — 5. Новые данные по седиментации в озерах аридного климата (226). — 6. Некоторые итоги и сопоставления (228).

Глава III
НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ В 20—30-е ГОДЫ 230

1. «Зона континентального геохимического противоречия» Л. В. Пустовалова (230). — 2. «Кора выветривания» Б. Б. Полынова (233). — 3. Начало работ над конкретными корами выветривания (238).

Глава IV
ПРОГРЕСС В ПОЗНАНИИ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИСА В 20—30-е ГОДЫ 241

1. Терригенно-минералогический анализ песчано-алевритовых пород; монография В. П. Батурина (241). — 2. Некоторые общие идеи В. П. Батурина в терригенно-минералогическом изучении песчано-алевритовых пород (245). — 3. Развитие гранулометрического анализа обломочных пород (247). — 4. Выделение М. С. Швецовым олигомиктовых и полимиктовых песчаников; причины их различий (248). — 5. Новое в познании состава и генезиса глин (249).

Глава V
НОВОЕ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О НАКОПЛЕНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В 20—30-е ГОДЫ 251

1. Развитие петрографии углей и фациального анализа угленосных толщ (251). — 2. Петрографическое изучение морских накоплений органического вещества (горючих сланцев) (254). — 3. Фациальное направление в исследовании горючих сланцев и его результаты (257).

Глава VI
ВОЗНИКНОВЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РУДНОЙ ТРИАДЕ Al—Fe—Mn в 20—30-е ГОДЫ 262

I. Развитие представлений о генезисе бокситов 262
1. Генезис тихвинских и журавлинских бокситов (262). — 2. Генезис бокситов Урала и Сибири (264).

II. Развитие представлений о генезисе железных руд 269
1. Генезис тульских и липецких руд (270). — 2. Генезис алапаевских руд (276). — 3. Новое в познании оолитовых руд (278). — 4. Фациальная классификация железных руд Б. П. Кротова (279). — 5. Зависимость химического состава осадочных железных руд от условий их образования (280).

III. Развитие представлений о генезисе марганцовых руд 282

IV. О сходстве и различиях в формировании бокситов, железных и марганцовых руд 285

Глава VII
ИССЛЕДОВАНИЕ В 20–30-е ГОДЫ ФОСФОРИТОВ И ПОРОД, ВОЗНИКШИХ В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТА 292

1. Сдвиги в познании фосфоритов (292). — 2. Генезис доломитов (по Б. П. Кротову) (296). — 3. Трансформация представлений Б. П. Кротова в работе Н. Н. Смирнова (299). — 4. Трансформация идей Б. П. Кротова в работе Л. В. Пустовалова о ратовките (301). — 5. Генезис доломитов (по В. Б. Татарскому) (303). — 6. Исследования галогенных пород (305).

Глава VIII
НОВОЕ В ОБЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ О ДРЕВНЕМ ЛИТОГЕНЕЗЕ В 20–30-е ГОДЫ 310

1. Стадии осадочного породообразования (310). — 2. Эволюция представлений о седиментогенезе (313). — 3. Частные физико-химические концепции в литологии 30-х годов (316). — 4. Попытки объективной проверки биогенной и физико-химической концепций (322). — 5. Первые идеи о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых пород (326). — 6. Опыты историко-геологического анализа осадочного процесса (330). — 7. О двух особенностях теоретических концепций 30-х годов (340).

Глава IX
ТЕОРИЯ ОСАДОЧНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ Л. В. ПУСТОВАЛОВА, ЕЕ МЕТОДОЛОГИЯ, СУЩНОСТЬ, ОШИБКИ 342

1. Методология и сущность теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова (342). — 2. Об ошибках теории осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова (350). — 3. О гносеологической природе теории осадочной дифференциации (356). — 4. О возможностях построения эмпирической общей теории литогенеза в 20—30-е годы (357).

Часть III
ИСКАНИЯ В ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА С СЕРЕДИНЫ 40-х ДО КОНЦА 60-х ГОДОВ 359

Глава I
ГЛОБАЛЬНАЯ СХЕМА СОВРЕМЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА 361

I. Постановка задачи 361

II. Принципы изучения современного осадконакопления и их реализация . . 362

III. Схема современного литогенеза гумидного типа 368
1. Мобилизация и перенос веществ на водосборных площадях (368). — 2. Скорость осадкообразования в конечных водоемах стока и его зависимость от размеров акватории (371). — 3. Гранулометрическая и минералогическая сортировка обломочного материала в бассейнах разных размеров и различного рельефа (373). — 4. Седиментация в водоемах растворенных компонентов (378). — 5. Распределение органического вещества, SiO_2 и $CaCO_3$ в конечных водоемах стока (380). — 6. Распределение в осадках Fe, Mn и малых элементов (383). — 7. Общая схема диагенеза осадков гумидных водоемов (387). — 8. Некоторые детали диагенетических процессов, протекающих в разных условиях (389). — 9. Типы современного рудообразования в озерах, морях и океанах (393). — 10. О возможной роли вулканизма в возникновении пелагических осадков океанов (396). — 11. Сопоставление концепции Меррея и Ренара со схемой гумидного осадкообразования автора (402).

IV. Основные черты современного аридного литогенеза 404
1. Общие замечания (404). — 2. Гидрохимические типы водоемов и их галогенез (405). — 3. Гидрохимические циклы рапных водоемов. Условия возникновения соляного пласта (409). — 4. Метаморфизация рапы и ее механизм (411). — 5. Специфика «солнечного испарения» рапы; метастабильные фазы (413). — 6. О специфике минералообразования в «сухих» озерах (415).

V. Ледовый тип современного литогенеза 416

VI. Вулканогенно-осадочный тип современного литогенеза 417
1. Распределение и состав продуктов наземного вулканизма (418). — 2. Некоторые черты современного подводного вулканизма (422). — 3. О роли вулканогенно-осадочного литогенеза в общем современном породообразовании (429).

VII. Связь современных типов литогенеза с общей жизнью внешних геосфер 429

Глава II

МЕХАНИЗМ ГУМИДНОГО ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ 433

1. Общие замечания (433). — 2. Мобилизация и перенос вещества в конечные водоемы стока в послерифейские времена (434). — 3. Закономерности механической седиментации в послерифейских морских водоемах (436). — 4. Формы миграции элементов и их отражение в древних породах (437). — 5. Новая трактовка олигомиктовости и полимиктовости песчано-алевритовых пород (440). — 6. Генезис глин, не претерпевших вторичных преобразований (442). — 7. О характере воды в морях послерифейского времени; аутигенный седиментогенез в них (444). — 8. Общая теория гумидного рудообразования (449). — 9. Фациальные профили и вещественный состав рудной триады Al—Fe—Mn (451). — 10. Генезис послерифейских бокситов (454). — 11. Генезис оолитовых железных руд (455). — 12. Генезис марганцовых руд (457). — 13. О специфике парагенезов рудных минералов в железных и марганцовых рудах и факторах, их определяющих (462). — 14. Происхождение оолитовой структуры железных и марганцовых руд (468). — 15. Генезис фосфоритов в гумидном климате (470). — 16. Об особенностях карбонатонакопления в послерифейских гумидных зонах (474). — 17. Генезис кремнистых пород гумидных зон послерифейского времени (479). — 18. Накопление органического вещества в послерифейских гумидных зонах (483). — 19. Закономерности вещественного состава послерифейских гумидных пород (485). — 20. Об условиях, способствующих наиболее яркому проявлению в породах гумидного типа литогенеза (488). — 21. Следы эволюции в послерифейском породообразовании (492). — 22. Баланс осадконакопления в гумидных водоемах послерифейского времени (493).

Глава III

ОСОБЕННОСТИ АРИДНОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПОВ ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ 495

I. Особенности начальной стадии аридного литогенеза 495
1. Терригенные и главные аутигенные породы (495). — 2. Генезис стратифицированных руд Cu—Pb—Zn (гомологов гумидной триады) (496). — 3. Усиление фосфатонакопления в аридных зонах (502). — 4. Типы доломитов в водоемах аридных зон и их генезис (503). — 5. Накопление органического вещества в аридных зонах (509).

II. Галогенная стадия аридного литогенеза 511
1. Типы галогенных толщ (511). — 2. Полнота развития галогенного процесса и факторы, ее определяющие (512). — 3. Циклическое сложение галогенных толщ и механизм, его определяющий (515). — 4. Об абсолютных скоростях накопления галогенных толщ и связи их с тектоническим режимом (518). — 5. Стратиграфическое размещение галогенных толщ (519).

III. Вулканогенно-осадочный тип литогенеза в послерифейские времена . . 522
1. Особенности состава, текстуры и условий залегания достоверных вулканогенно-осадочных аутигенных накоплений (522). — 2. О механизме и факторах накопления аутигенных пород вблизи очагов подводных извержений (525). — 3. О роли вулканизма в общем осадочном послерифейском породообразовании (527).

Глава IV
ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОСЛЕРИФЕЙСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА 528

1. Постановка вопроса (528). — 2. Размещение климатических типов литогенеза в послерифейские времена (528). — 3. Особенности послерифейского литогенеза на основных структурных единицах земной коры (537). — 4. Периодичность осадконакопления в послерифейские времена (542). — 5. Следы эволюции физико-химических условий в послерифейские времена (549). — 6. Схема эволюции внешних геосфер и осадочного процесса в истории Земли (550).

Глава V
О НЕКОТОРЫХ НОВЫХ ИДЕЯХ В ОБЛАСТИ ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА ЗА ПОСЛЕДНИЕ ПЯТНАДЦАТЬ ЛЕТ 553

1. Об объеме литогенеза вулканогенно-осадочного типа: бокситы (553). — 2. О так называемых отдаленно-вулканогенных формациях (фосфориты, кремнистые породы, железные и марганцовые руды) (555). — 3. О роли вулканизма в осадочном рудообразовании вообще (560). — 4. О так называемом галогенном метасоматозе (561). — 5. О попытке изменить объем ледового и гумидного типов литогенеза (567). — 6. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова (568).

Заключение
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ ИСТОРИИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ . . . 572

1. Значение современного осадкообразования для развития теории литогенеза (572). — 2. Эксперимент в разработке литологической теории (577).

ЛИТЕРАТУРА 583

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР 598

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ 605

CONTENTS

Introduction

SOURCES OF LITHOLOGY, ITS TASKS AND ITS METHODOLOGY 6

1. Sources of lithology (6). — 2. On the first definition of tasks and methodological directions of lithology as an independent science (13). — 3. On destiny of fundamental ideas of Ya. V. Samoilov (18). — 4. On a new definition of the tasks of lithology and its metodology (20). — 5. Struggle around the comparative-lithological method in 1948—1952 (22). — 6. On the possibility of another, not comparative-lithological, methodology in lithological science (26).

Part I

LITHOGENETIC CONCEPTS OF THE END OF THE XIX — BEGINNING OF THE XX CENTURIES 29

Chapter I.

THE MAIN FOREIGN STUDIES OF BASIN DEPOSITS FROM THE 70-ies OF THE XIX CENTURY TO THE END OF THE SECOND DECADE OF THE XX CENTURY 31

1. Study of marine sediments before the «Challenger» expedition (31). — 2. «Challenger» expedition (1872—1876), technique of sampling and treatment of the material (33). — 3. General results of the treatment of the material (35). — 4. Sources of the matter according to J. Murray and A. Renard concepts (38). — 5. Glauconite and phosphorites and their genesis (40). — 6. Ferromanganesian concretions and their genesis (43). — 7. General scheme of sedimentation and its rate in oceans according to J. Murray and A. Renard (44). — 8. Works by J. Murray and R. Irvine on diagenesis of «blue mud» (46). — 9. Further studies of recent marine sediments at the end of the XIX — beginning of the XX century (49). — 10. The main ideas produced by foreign studies of basin sedimentation from the 70-ies of the XIX to beginning of the 20-ies of the XX century (51).

Chapter II.

STUDY OF RECENT SEDIMENTATION IN BASINS OF RUSSIA (80-ies OF THE XIX — BEGINNING OF THE XX CENTURY) 53

I. Basins in the South of Russia 53

1. Sediments of the Black Sea (53). — 2. «Mud» deposits of the Black Sea limans and salt lakes (61). — 3. Sediments of the Caspian Sea (65). — 4. Sediments of Kara-Bogaz-Gol (67). — 5. The Aral Sea and its sediments (71). — 6. Beginning of scientific research of salt lakes and lagoons in the South of Russia (74).

II. Study of sediments of large and small lakes of the taiga-podsolic zone of Russia 78

1. Sediments of Lake Ladoga (79). — 2. Sediments of Lake Onega (82). — 3. Sediments of the Baikal (84). — 4. Iron-ore lakes of the Baltic shield (85).

III. Contribution of Russian scientists to the knowledge of recent sediment formation at the end of the XIX — beginning of the XX century 87

Chapter III.

CONCEPTS OF THE SOURCES OF RECHARGE OF OLD BASINS WITH SEDIMENTARY MATERIAL AND OF GENESIS OF SANDY-CLAY ROCKS AND COALS 90

1. Sources of material of old sedimentary rocks (91). — 2. Study of sandy rocks of the South of Russia (92). — 3. General ideas of clays as a rock (94). — 4. «Kaolinite formations of South Russia» by P. A. Zemyatchensky (95). — 5. «Kaoline and its genesis» by I. I. Ginzburg (99). — 6. «Experience in characterizing genetic types of clayey formations» by I. I. Ginzburg (101). — 7. Concepts of the formation of coals (103).

Chapter IV.
STUDY OF IRON AND MANGANESE ORES 109

1. Iron ores of the central part of European Russia (109). — 2. Study of ores of Kerch (113). — 3. Red oolitic iron ores in Devonian of the western slope of the Urals (116). — 4. Study of manganese ores and their genesis (118).

Chapter V.
STUDY OF PHOSPHORITES AND GLAUCONITE 124

1. The first stage of study of phosphorites (124). — 2. Studies carried out by V. N. Chirvinsky (129). — 3. Works of the Commission on study of phosphorites (1908—1918) (133). — 4. Glauconite and its genesis after the investigations by C. D. Glinka (138). — 5. Glauconite in oldest Silurian deposits (after V. V. Lamansky) (140). — 6. On certain general methodological statements of V. V. Lamansky (141).

Chapter VI.
REGIONAL STRATIGRAPHO-LITHOLOGICAL RESEARCHES AND THEIR RESULTS 144

1. «On Cretaceous deposits of Podolsk province» by G. A. Radkevich (1891) (144). — 2. Paleooceanographic studies of Upper Cretaceous of South-East of European Russia by A. D. Arkhangelsky (148). — 3. «Meander of Samara» by M. E. Noinsky (1913) and genesis of dolomites (154).

Chapter VII.
GENERAL CHARACTERISTIC OF RUSSIAN LITHOLOGICAL WORKS OF THE END OF THE XIX—BEGINNING OF THE XX CENTURY 162

1. Limited character and relative simplicity of objects of study (162). — 2. On general views on processes of sediment formation (164). — 3. Hydrochemical concept and its roots (166). — 4. Concept of primary origin of authigenic rocks and ores and its roots (167). — 5. On biogenic mechanism of origin of authigenic rocks and ores (170). — 6. On destruction of shells in sediment diagenesis and the formation of amorphous and cryptocrystalline structures (176). — 7. Centres of development of lithological concepts in Russia at the end of the XIX — beginning of the XX century; their relation to science in foreign countries (178).

Part II
LITHOGENETIC IDEAS FROM THE BEGINNING OF THE TWENTIES TO THE MIDDLE OF THE FORTIES 181

Chapter I.
FOREIGN STUDIES OF RECENT MARINE AND LACUSTRINE DEPOSITS IN 20—30-ies YEARS 183

1. Hydrochemical features of sea water and their importance for cognition of sedimentary process (183). — 2. Distribution of sediments on a shelf (after E. Shepard) (185). — 3. Study of sediments in various parts of the Atlantic Ocean (186). — 4. Investigations by P. Trask of relation of salinity of sea water to the $CaCO_3$ content in sediments (191). — 5. Investigations by P. Trask on distribution of organic matter in recent sediments (192). — 6. On distribution of terrigenous minerals in granulometric spectrum of sediments (196). — 7. Study of lacustrine sediments (197).

Chapter II.
STUDIES OF RECENT MARINE AND LACUSTRINE DEPOSITS CARRIED OUT BY SOVIET SCIENTISTS IN 20—30-ies 200

1. Investigations by M. V. Klyonova and her group about sediments of north seas (200). — 2. Studies of the Black Sea sediments carried out by A. D. Arkhangelsky (with coworkers) (206). — 3. Studies of the Caspian sediments carried out by V. P. Baturin, M. V. Klyonova, A. F. Nosov, S. V. Bruevich (215). — 4. «Zonation of lacustrine deposits» by V. V. Alabyshev (221). — 5. New data on sedimentation in the lakes of arid climate (226). — 6. Some results and comparisons (228).

Chapter III.
NEW IN COGNITION OF WEATHERING PROCESSES ON CONTINENTS IN THE 20—30-ies 230

1 «Zone of continental geochemical contradiction» by L. V. Pustovalov (230). — 2. «Crust of weathering» by B. B. Polynov (233). — 3. The beginning of investigations of concrete crusts of weathering (238).

Chapter IV.
PROGRESS IN COGNITION OF SANDY-ARGILLACEOUS ROCKS AND THEIR GENESIS IN THE 20—30-ies 241

1. Terrigene-mineralogical analysis of sandy-aleurite rocks; the monograph by V. P. Baturin (241). — 2. Certain general ideas of V. P. Baturin in terrigene-mineralogical study of sandy-aleurite rocks (245). — 3. Development of granulometric analysis of detrital rocks (247). — 4. Oligomict and polymict sandstones distinguished by M. S. Shvetsov; reasons of their difference (248). — 5. New in cognition of composition and genesis of clays (249).

Chapter V.
NEW IN CONCEPTS OF ACCUMULATION OF ORGANIC MATTER IN THE 20—30-ies 251

1. Development of coal petrography and facies analysis of coal measures (251). — 2. Petrographic study of marine acumulations of organic matter (combustible shales) (254). — 3. Facies trend in studying combustible shales and its results (257).

Chapter VI.
APPEARANCE OF CONCEPTS OF THE ORE TRIAD Al—Fe—Mn IN THE 20—30-ies 262

I. Development of concepts of bauxite genesis 262
1. Genesis of Tikhvin and Zhuravlinka bauxites (262). — 2. Genesis of the Urals and Siberian bauxites (264).

II. Development of concepts of iron ore genesis 269
1. Genesis of Tula and Lipetsk ores (270). — 2. Genesis of Alapaevo ores (276). — 3. New in studying oolitic ores (278). — 4. Facies classification of iron ores by B. P. Krotov (279). — 5. Dependence of chemical composition of sedimentary iron ores on conditions of their formation (280).

III. Development of concepts of manganese ores genesis 282

IV. On similarity and differences in the formation of bauxites, iron and manganese ores 285

Chapter VII.
STUDY CARRIED OUT IN THE 20–30-ies OF PHOSPHORITES AND ROCKS ORIGINATED UNDER CONDITIONS OF ARID CLIMATE 292

1. Progress in knowledge of phosphorites (292). — 2. Genesis of dolomites after B. P. Krotov (296). — 3. Transformation of ideas of B. P. Krotov in the paper by N. N. Smirnov (299). — 4. Transformation of ideas of B. P. Krotov in the paper by L. V. Pustovalov on ratovkite (301). — 5. Genesis of dolomites after V. B. Tatarsky (303). — 6. Study of halogen rocks (305).

Chapter VIII.
NEW IN GENERAL CONCEPTS OF OLD LITHOGENESIS IN THE 20–30-ies 310

1. Stages of sedimentary rock formation (310). — 2. Evolution of ideas of sedimentogenesis (313). — 3. Particular physico-chemical concepts in lithology of the 30-ies (316). — 4. Attempts of objective cheking biogenic and physico-chemical concepts (322). — 5. First ideas of volcanogenic-sedimentary genesis of certain rocks (326). — 6. Experience in historic-geological analysis of sedimentary process (330). — 7. On two peculiarities of theoretical concepts of the 30-ies (340).

Chapter IX.
THEORY OF SEDIMENTARY DIFFERENTIATION BY L. V. PUSTOVALOV, ITS METHODOLOGY, ESSENCE, MISTAKES 342

1. Methodology and essence of the theory of sedimentary differentiation by L. V. Pustovalov (342). — 2. On mistakes in the theory of sedimentary differentiation by L. V. Pustovalov (350). — 3. On gnosiological nature of the theory of sedimentary differentiation (356). — 4. On possibilities of structure of empirical general theory of lithogenesis in the 20—30-ies (357).

Part III
INVESTIGATIONS IN LITHOGENESIS THEORY FROM THE MIDDLE OF THE FORTIES TO THE END OF SIXTIES 359

Chapter I.
GLOBAL SCHEME OF RECENT LITHOGENESIS 361

I. Formulation of the problem 361

II. Principles of study of recent sedimentation and their realization 362

III. Scheme of recent lithogenesis of a humid type 368
1. Mobilization and transfer of the matter on drainage areas (368). — 2. Rate of sediment formation in final run-off basins and its dependence on the extension of the water area (371). — 3. Granulometric and mineralogical sorting of detrital material in the basins of various size and various relief (373). — 4. Sedimentation of solved components in the basins (378). — 5. Distribution of organic matter, SiO_2 and $CaCO_3$ in terminal run-off basins (380). — 6. Distribution of Fe, Mn and minor elments in sediments (383). — 7. General diagenesis scheme of sediments of humid basins (387). — 8. Certain details of diagenetic processes occuring under different conditions (389). — 9. Types of recent ore formations in lakes, seas and oceans (393). — 10. On a possible role of volcanism in formation of pelagic sediments of oceans (396). — 11. Comparison of Murray's and Renard's concepts to the scheme of humid sedimentation compiled by the author (402).

IV. The main features of recent arid lithogenesis 404
1. General consideration (404). — 2. Hydrochemical types of the basins and their halogenesis (405). — 3. Hydrochemical cycles of brine basins. Formation conditions of a salt bed (409). — 4. Metamorphization of a brine and its mechanism (411). — 5. Specific character of «sun evaporation» of a brine; metastable phases (413). — 6. On specific character of mineral formation in «dry» lakes (415).

V. Ice type of recent lithogenesis 416

VI. Volcanogenic-sedimentary type of recent lithogenesis 417
1. Distribution and composition of products of surface volcanism (418). — 2. Certain features of recent underwater volcanism (422). — 3. On the role of volcanogenic-sedimentary lithogenesis in general recent rock formation (429).

VII. Relation of recent lithogenetic types to common life of outer geospheres 429

Chapter II.
MECHANISM OF HUMID POST-RIPHEAN ROCK FORMATION 433

1. General considerations (433). — 2. Mobilization and transfer of the matter into final run-off basins in the post-Riphean time (434). — 3. Regularities of mechanical sedimentation in post-Riphean marine basins (436). — 4. Forms of element migration and their reflection in old rocks (437). — 5. A new treatment of oligomict and polymict content of sandy-aleurite rocks (440). — 6. Genesis of clays that have not undergone secondary transformations (442). — 7. On character of water in post-Riphean seas; authigenic sedimentogenesis in them (444). — 8. General theory of humid ore formation (449). — 9. Facies profiles and material composition of the ore triad Al—Fe—Mn (451). — 10. Genesis of post-Riphean bauxites (454). — 11. Genesis of oolitic iron ores (455). — 12. Genesis of manganese ores (457). — 13. On specific character of parageneses of ore minerals in iron and manganese ores and the factors determining them (462). — 14. Origin of oolitic structure of ore and manganese ores (468). — 15. Genesis of phosphorites in humid climate (470). — 16. On peculiarities of carbonate accumulation in post-Riphean humid zones (474). — 17. Genesis of siliceous rocks of humid zones of the post-Riphean time (479). — 18. Accumulation of organic matter in post-Riphean humid zones (483). — 19. Regularities of material composition of post-Riphean humid rocks (485). — 20. On conditions promoting most pronounced manifestation of humid type lithogenesis in rocks (488).—21. Traces of evolution in post-Riphean rock formation (492). — 22. Sedimentation balance in humid basins of the post-Riphean time (493).

Chapter III.
PECULIARITIES OF ARID AND VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY TYPES OF POST-RIPHEAN ROCK-FORMATION 495

I. Specific features of the initial stage of arid lithogenesis 495
1. Terrigenous and chief authigenic rocks (495). — 2. Genesis of stratified ores Cu—Pb—Zn (homologues of the humid triad) (496). — 3. Intensification of phosphate accumulation in arid zones (502). — 4. Types of dolomites in arid zone basins and their genesis (503). — 5. Accumulation of organic matter in arid zones (509).

II. Halogen stage of arid lithogenesis 511
1. Types of halogen strata (511). — 2. Completeness of halogen process development and determining factors (512). — 3. Cyclic structure of halogen strata and determining mechanism (515). — 4. On absolute rates of halogen rock accumulation and their relation to the tectonic regime (518). — 5. Stratigraphic arrangement of halogen strata (519).
III. Volcanogenic-sedimentary type of lithogenesis in the post-Riphean time . . 522

1. Peculiarities of composition, texture and modes of occurrence of reliable volcanogenic-sedimentary authigenic accumulations (522). — 2. On mechanism and accumulation factors of authigenic rocks near the centres of underwater eruptions (525). — 3. On the role of valcanism in general sedimentary post-Riphean rock formation (527).

Chapter IV.
HISTORIC-GEOLOGICAL REGULARITIES OF POST-RIPHEAN LITHOGENESIS 528

1. Formulation of the question (528). — 2. Arrangement of climatic types of lithogenesis in the post-Riphean time (528). — 3. Peculiarities of post-Riphean lithogenesis on the main structural units of the Earth's crust (537). — 4. Periodization of sedimentation in the post-Riphean time (542). — 5. Evolution traces of physico-chemical conditions in the post-Riphean time (549). — 6. Scheme of evolution of outer geosphere and sedimentary process in the Earth's history (550).

Chapter V.
ON CERTAIN NEW IDEAS IN THE FIELD OF LITHOGENESIS THEORY FOR THE LAST FIFTEEN YEARS 553

1. On the scope of lithogenesis of a volcanogenic-sedimentary type: bauxites (553). — 2. On so-called remote volcanogenic formations (phosphorites, siliceous rocks, iron and manganese ores) (555). — 3. On the role of volcanism in sedimentary ore formation in general (560). — 4. On so-called halogenic metasomatosis (561). — 5. On an attempt to change the scope of icy and humid types of lithogenesis (567). — 6. Problems of sedimentary rock formation elucidated by V. P. Kazarinov (568).

Conclusion.
THE MAIN CONCLUSIONS FROM THE HISTORY OF LITHOGENETIC IDEAS 572

1. Importance of recent sedimentation for the development of lithogenesis theory (572). — 2. Experiment in working out a lithologic theory (577).

BIBLIOGRAPHY 583
INDEX OF THE GEOGRAPHICAL NAMES AND GEOLOGICAL STRUCTURES 595
INDEX OF NAMES 608

Николай Михайлович Страхов

РАЗВИТИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ В РОССИИ И СССР

(Критический обзор)

Труды, вып. 228

Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *А. В. Астров*
Технический редактор *И. А. Макагонова*

Сдано в набор 12/II 1970 г. Подписано
к печати 21/VII 1971 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆ Бумага № 2
Усл. печ. л. 54.6 + 3 вкл. (1,5 усл. печ. л.)
Уч. изд. л. 52,8. Тираж 1500 экз. Т-10649.
Тип. зак. 114. *Цена 5 р. 64 коп.*

Издательство «Наука». Москва. К-62
Подсосенский пер., д. 21
1-я типография издательства «Наука»
Ленинград. В-34. 9 линия, д. 12