

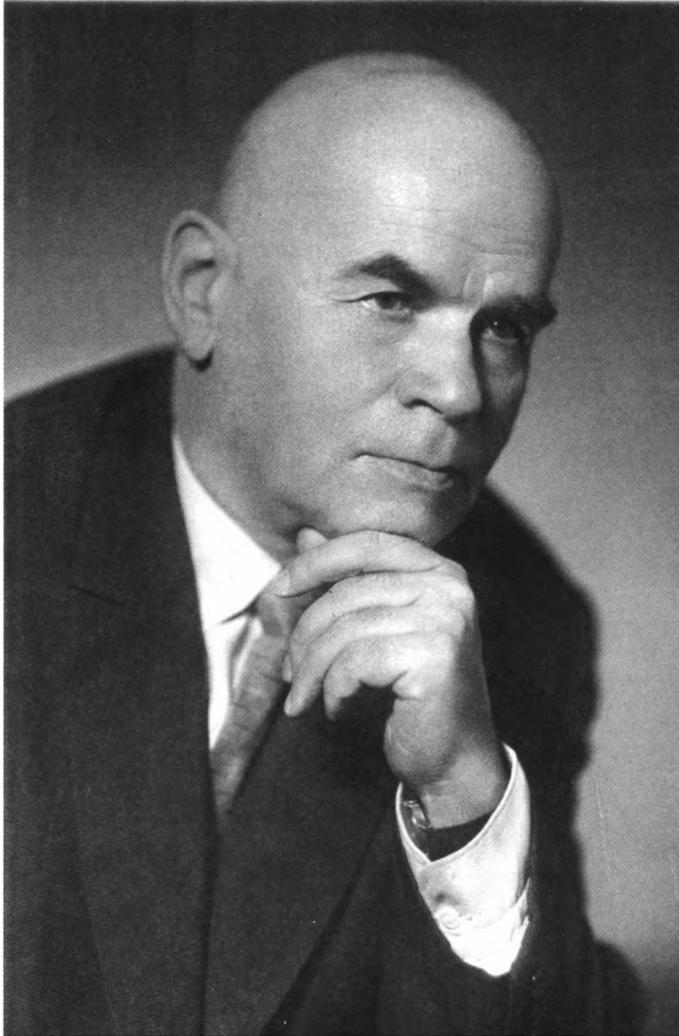
Н. М. СТРАХОВ

Избранные  
труды

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Том 2

ГЕОС



**Н. М. СТРАХОВ**

**Избранные  
труды**

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Том 2**

Москва  
ГЕОС  
2000

ББК 26.301  
С 83  
УДК 550.4: 551.3: 551.46

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
Department of Geology, Geophysics, Geochemistry and Mining Sciences  
N. M. STRAKHOV  
Selected Works  
PALEOGEOGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF ANCIENT DEPOSITS

---

Страхов Н.М. **Избранные труды. Палеогеография и геохимия древних отложений. Т. 2.** – М.: ГЕОС, 2000. – 335 с.  
ISBN 5-89118-121-5

В книге собраны журнальные статьи, монографии и отдельные главы крупных работ академика Н.М.Страхова, посвященные проблемам галогенеза и карбонатообразования в условиях аридного климата. Особое место занимают результаты изучения геохимии палеозойских отложений, на основе которых была разработана теория форм миграции химических элементов на водосборах и в конечных водоемах стока.

Главный редактор  
*Ю.Г.Леонов*

Редакционная коллегия:  
*Г.Ю.Бутузова (ответственный секретарь), И.И.Волков, Ю.О.Гаврилов,  
Э.М.Галимов, С.А.Куренков, Н.П.Лаверов, А.П.Лисицын, Е.Е.Милановский,  
Д.В.Рундквист, Б.А.Соколов, Б.С.Соколов, В.Н.Страхов,  
В.Н.Холодов (зам. главного редактора)*

Ответственный редактор  
*В.Н.Холодов*

Strakhov N.M. **Selected Works. Paleogeography and Geochemistry of Ancient Deposits. Vol. 2.** – Moscow: GEOS, 2000. – 335 p.

The book is a collection of articles, monographs, and chapters selected from major works by Academician N.M. Strakhov that tackle the issues of halogenesis and carbonate deposition in arid climate. A central position is held by studies in the geochemistry of Paleozoic deposits that provide a basis for the theory of the forms of migration of chemical elements in drainage systems and in terminal water bodies.

Editor-in-Chief  
*Yu.G.Leonov*

Editorial Board:  
*G.Yu.Butuzova (executive secretary), I.I.Volkov, Yu.O.Gavrilov,  
E.M.Galimov, S.A.Kurenkov, N.P.Laverov, A.P.Lisitsyn, E.E.Milanovsky,  
D.V.Rundquist, B.A.Sokolov, B.S.Sokolov, V.N.Strakhov,  
V.N.Kholodov (deputy editor-in-chief)*

Responsible Editor  
*V.N. Kholodov*

ББК 26.301  
ISBN 5-89118-121-5

© РАН, 2000  
© ГЕОС, 2000

# **Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Стратиграфия и тектоника<sup>1</sup>**

## **Глава I К истории изучения кунгура Ишимбаевского Приуралья**

Ишимбаевское месторождение нефти было открыто, как известно, в 1932 г., когда две из четырех глубоких буровых скважин, заложенных А.А.Блохиным, дали промышленную нефть из артинских карбонатных отложений.

При разбуривании новой площади скважины неизменно проходили большую или меньшую толщу кунгурских отложений и мало-помалу за 10 лет освоения месторождения, наряду с данными по нефтесодержащим известнякам, накопился громадный фактический материал и по кунгурским отложениям.

Для правильного направления разведки месторождения материал этот, конечно, требовал осознания и анализа по всем обычным направлениям геологического исследования, – стратиграфическому, тектоническому, литологическому, фациальному, – не в меньшей степени, чем для нефтесодержащих артинских известняков.

К сожалению, приходится отметить, что хотя вопросы стратиграфии, тектоники, литологии кунгура и не были вовсе заброшены, все же они привлекли к себе несравненно меньше внимания, чем соответствующие проблемы в отношении нефтесодержащего карбонатного ложа. И если для карбонатных нефтеносных известняков мы располагаем сейчас стратиграфической схемой, основа которой уже не возбуждает сомнений, достаточно хорошо знаем их литологию и вплотную подходим к разрешению вопросов тектоники и генезиса, то по отношению к кунгурским отложениям все эти проблемы еще не вышли из стадии самого первоначального осознания материала, т. е. ошупывания его и создания предварительных рабочих схем и гипотез. Характерно, что подавляющее большинство выполненных работ по кунгуру так и не увидело света, оставшись в недрах рукописного фонда ЦНИЛ'а Наркомнефти.

Не ставя себе задачей написать развернутую историю изучения кунгура Ишимбаевского Приуралья (что уже выполнено отчасти в сводной работе ЦНИЛ'а Башнефтекомбината [Геология..., 1940]), мы ограничимся краткой характеристикой представлений о стратиграфии, тектонике, литологии и генезисе кунгура, как они сложились в литературе к лету 1941 г., когда автор приступил (в составе Башкирской нефтяной экспедиции Академии наук СССР) к изучению этих отложений.

---

<sup>1</sup> Изд-во МОИП. Нов. сер. 1947. Вып. 5 (9). Ч. I. 144 с.

## 1. Состояние изученности кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья к лету 1941 г.

Стратиграфии Ишимбаевского кунгура и прилежащих территорий касались с большей или меньшей детальностью А.А.Богданов [1935], А.Н.Дубровин [1936], П.И.Лунин [1939], Н.П.Герасимов [1940], Н.Ф.Михалев [1934], В.А.Балаев [Геология..., 1940], Б.С.Катков [1940] и др. Основным вопросом при этом являлся вопрос о корреляции разреза, развитого в области погребенных массивов, с разрезом кунгура артинских депрессий, ибо от того или иного решения этого вопроса зависело понимание хода кунгурской истории. Наместились две точки зрения. Согласно одной, развитой впервые А.А.Богдановым и принятой почти всеми последующими исследователями, все стратиграфические горизонты впадин имеют свои эквиваленты в разрезе надмассивных осадков; иными словами, стратиграфический объем кунгура над массивами и во впадинах – одинаков. По другой концепции, выдвинутой А.Н.Дубровиным [1936] и не нашедшей последователей, разрез кунгура Ишимбаевского Приуралья, наоборот, свойственна неодинаковая стратиграфическая полнота. Полнее всего он во впадинах артинского ложа, где внизу слагается соленосной толщей, а выше – ангидритной и переходной свитами; наиболее же сокращен над массивами, по направлению к которым соле-носный горизонт выклинивается; здесь уцелевают лишь верхи кунгура, представленные гипсово-ангидритной и переходной толщами. И та и другая концепции осложнялись еще представлением о циклическом строении кунгурских отложений, представляющих ритмическое чередование карбонатных (доломитных) пород, ангидритов и каменной соли, либо же двух первых классов пород. Родоначальник циклической концепции А.Н.Дубровин выделил всего два крупных и сложнопостроенных цикла, Н.П.Герасимов – три, П.И.Лунин – семь. Даже при сходстве основных установок конкретные стратиграфические схемы кунгура Ишимбаевского Приуралья, предложенные разными авторами, оказывались весьма различными, трудно сопоставимыми (Лунин, Герасимов).

Отрицательной чертою предложенных схем является то, что все они базируются лишь на общем литологическом описании и сопоставлении надмассивного и депрессионного разрезов и не используют специальных методов их увязки (минералогия терригенных компонентов, каротаж, химические исследования), вследствие чего даваемые авторами корреляции по существу лишены объективной аргументации. Не поставленная на объективную почву стратиграфия Ишимбаевского Приуралья, вместе с тем, не была увязана со стратиграфией более широких районов Башкирии. Отдельными исследователями (А.Н.Дубровин, В.А. Балаев) выделялись типы разрезов галогенных осадков для всей территории Башкирии, но без их стратиграфического сочленения; они давали, таким образом, не столько стратиграфию кунгура, сколько предварительный первичный фактический материал к постановке работ над стратиграфией этих отложений. Нужно отметить, что некоторые авторы (Н.П.Герасимов, П.И.Лунин) вообще предпочитали идти в разработке стратиграфии кунгура не путем тщательного кропотливого изучения и сопоставления друг с другом всех имеющихся буровых материалов, а путем широкой экстраполяции данных, которые получены от анализа единичных разрезов. Установив, что изученные ими колонки немногих буровых скважин укладываются в рамки принимаемой ими циклической схемы, авторы автоматически распространяли эти выводы свои на всю площадь Ишимбаевского Приуралья и, даже больше того, – Приуралья вообще.

Чрезвычайно интересна и поучительна интерпретация стратиграфии кунгура Ишимбаевского района, которая дана в трехтомнике по геологии нефте-

носных полей Башкирии, написанном в 1940 г. работниками ЦНИЛГа и подводящем итог всем работам в этом направлении [Геология..., 1940].

Приведем ряд графических разрезов, характерных для зоны депрессий и для массивов, В.А.Балаев (автор этой части монографии) пишет:

“Из рассмотрения материала о порядке напластования кунгурских отложений в районе Ишимбаево следует отметить:

1. Над известняковыми массивами мощность кунгурских отложений относительно невелика, колеблется в пределах 250–500 м. Литологически он представлен, главным образом, ангидритом, гипсом с прослоями доломита и песчаника. Ангидриты имеют тенденцию облекать массивы. В разрезах кунгурских отложений сводовых частей массивов каменная соль отсутствует, а также почти отсутствуют и породы переходной толщи.

2. В зонах депрессий кунгурские отложения имеют весьма большие мощности в пределах 600–1500 м. Представлены они ангидритом с прослоями доломита, глины, нередко песчаника, и каменной солью и гипсом. Преобладают в разрезах ангидрит и каменная соль. Надо отметить, что каменная соль занимает более или менее статический уровень, она в своей кровле не заходит выше -300 м абсолютной отметки. Почти везде в зоне депрессий выше кунгурских отложений залегают породы переходной толщи”.

В том же духе, но более кратко, дана характеристика кунгура Ишимбаевской промысловой площади А.А.Трофимуком во втором томе разбираемой монографии.

Из цитаты видно, что авторы сводной работы по геологии Ишимбаевского месторождения, написанной в 1939–1940 гг., после 8-летнего интенсивного разбуривания месторождения, не принимают ни одной из многочисленных стратиграфических схем, предложенных разными исследователями, и не предлагают никакой новой своей. Неизбежен вывод, что стратиграфии Ишимбаевского кунгура в этой сводке нет, и что она заменена здесь общей литологической характеристикой кунгурских осадков впадин и массивов. По содержанию же своему эта литологическая характеристика ни в чем не отличается от той, какая была дана, например, А.А.Блохиным в 1934 г., в самом начале разработки месторождения. Таким образом, длительные усилия ряда работников, занимавшихся кунгурским вопросом, приводят в конце концов не к какому-то общепринятому решению стратиграфии этих отложений, а к полному разочарованию в проделанной работе и к возвращению к представлениям, которые были в самом начале исследования, – положение необычное, но понятное, если учесть отмеченные выше дефекты выполненных работ по стратиграфии кунгура Ишимбаева.

В понимании тектоники кунгурских отложений наметился еще больший разнобой мнений, чем в стратиграфии. Первым исследователем района, А.А.Блохиным, в 1934 г. была предложена гипотеза, согласно которой тектоника кунгура в своих основных чертах отражает структуру артинского ложа, но в области над массивами осложнена диапировыми прорывами гипсов через вышележащие толщи. Как известно, при первой же проверке этой гипотезы буровыми скважинами (на Смакаевской гряде в 1934–1935 гг.) она оказалась опровергнутой, и сейчас это направление тектонической мысли имеет чисто исторический интерес.

На смену идее согласной тектоники пришла другая концепция, по которой структурные формы кунгура, наоборот, разнотипны морфологически и генетически. Формулировка этой идеи, выдвинутой, по-видимому, независимо друг от друга разными авторами (Богданов, Скворцов, Михалев); дана была в 1934 г. Н.Ф.Михалевым [1935], причем настолько удачно, что по существу

она удерживается и поныне. Среди структурных форм кунгура Н.Ф.Михалев различает два типа:

“1. Спокойные структуры с нормальным контактом между верхнепермскими и кунгурскими отложениями, отмечаемым наличием переходной толщи и сравнительно небольшими углами падения. Эти структуры будут соответствовать поднятиям в известняках с возможным местным отклонением осей.

2. Типичные диапировые структуры с гипсовым ядром протыкания с резким контактом между верхнепермскими и кунгурскими отложениями. Эти структуры приурочены к зонам депрессий в известняках... Зафиксированные нами (Н. Михалевым – Н. С.) структуры в исследованном районе – Смакаевская, Байковская, Машаевская, Термень-Елгинская и у хут. Богдановского – относятся все к типу явно диапировых структур”.

Генетически эти диапировые структуры связаны с солью, мощные вторичные скопления которой обуславливали прорыв вышележащих гипсов. Те же идеи находим мы в работах А.А.Богданова [1935], А.А.Блохина [1934], Б.С.Каткова [Геология..., 1940] в сводной трехтомной монографии работников ЦНИЛ'а, посвященной нефтяным месторождениям Западной Башкирии, и в работе Б.Б. Ишерского [1938].

Наряду с очерченными двумя направлениями, признающими несомненную тектоническую природу кунгурских деформаций Ишимбаевского Приуралья, в последние годы наметилось еще и новое течение мысли, отрицающее целиком (или в главнейшей, существенной части) тектонический характер этих деформаций и рассматривающее кунгурские структуры, как образовавшиеся нацело – или в основе своей – в процессе кунгурской седиментации. Представителями этого “седиментационного” течения являются Н.П.Герасимов, П.И.Лунин, А.С. Батаев [1940] и М.А.Сушкин [1935]. Для истолкования тектоники кунгура Ишимбаевского Приуралья, – пишет, например, Н.П.Герасимов [1940], – “в привлечении тангенциальной силы орогенического процесса”... “особой нужды нет”, ибо “кунгурские отложения Ишимбаевского месторождения основу своей тектоники получили в процессе накопления осадочного материала”. Аналогичные суждения можно встретить и у других представителей этого течения.

При сходстве в основной установке, цитированные авторы расходятся в изображении механизма и конкретного хода дислокационных процессов самым резким образом, причем у Батаева основным фактором возникновения “псевдо-структур” кунгура является размыв, у Герасимова – разность удельных весов соли и ангидрита и возникающие отсюда движения соли, у Сушкина – какие-то малопонятные физико-химические процессы в кунгурской рапе.

Интересно отметить и еще одно, правда, слабо выраженное течение мысли, представленное всеми работниками, касавшимися литологии и химии солей и, в частности, А.А.Ивановым [1937], П.И.Преображенским и Т.Н.Поленовой [1938] и А.А.Варовым [1937]. По мнению этих исследователей, все высказывания о якобы сильно тектонически нарушенном залегании солей и о диапировой природе кунгурских структур в депрессиях артинского ложа – фактически неверны. Соль в Ишимбаевском Приуралье находится в первичном или почти первичном залегании, и ее резкие тектонические смещения (и значит соляная тектоника) отсутствуют.

Оценивая охарактеризованные направления в понимании кунгурских дислокаций с точки зрения современного их знания, нужно признать, что из всех четырех течений геологической мысли внимания заслуживает лишь второе, признающее несомненно тектоническую и, в частности, соляную, природу этих структур. Концепция А.А.Блохина [1934] опровергнута ходом разведки месторождения. Отрицание соляной тектоники А.А.Ивановым, П.И.Преобра-

женским, А.А.Варовым базируется на незнании истинного залегания солей. “Седиментационная” схема Н.П.Герасимова и П.И.Лунина выросла из фактически неверной стратиграфии кунгура и с устранением последней автоматически самоустраняется. Взгляды А.С.Батаева связаны с совершенно превратным представлением об условиях залегания и генезисе переходной толщи. У М.А.Сушкина же обоснование схемы настолько фантастично и невразумительно, что принимать его концепцию всерьез просто не приходится.

Обращаясь к разбору единственно правильного тектонического понимания кунгурских дислокаций, как оно дано в статьях Н.Ф.Михалева, А.А.Богданова, Б.Б.Ишерского и др., необходимо указать, что выполненные названными авторами до сих пор работы не удовлетворяют по своей методике и не решают поставленной проблемы. Хотя соляная природа кунгурских деформаций Ишимбаевского Приуралья уже давно была правильно уловлена и признана, однако строгие фактические доказательства этого положения по существу отсутствовали. Единственно убедительным приемом в этом отношении могло быть сопоставление рельефа кровли кунгура с распределением и мощностями соли, т. е. прием, аналогичный тому, который был применен автором монографии при работах Башкирской нефтяной экспедиции. Но такой работы (отчасти по недостатку необходимого материала) выполнено не было, почему и само положение о соляной природе Ишимбаевских кунгурских структур, хотя и было общепризнано, не имело под собою строгих доказательств. Больше того, несмотря на признание соляной природы кунгурских деформаций, правильные представления о пространственной локализации солей отсутствовали и, например, господствовал тезис о том, что современное распределение соли целиком контролируется рельефом артинского ложа, тогда как на деле артинский рельеф контролировал лишь первичное седиментационное распределение соли, современное же ее залегание определяется в первую очередь рельефом кровли кунгура. Совершенно не использовано было изучение мощностей гипсово-ангидритного горизонта кунгура, – и потому было пропущено то важнейшее обстоятельство, что выжиманию из-под мульд во вздутия подверглись (правда, в меньшей степени) не только соли, но и ангидриты и глины. Не было поставлено изучение мощностей переходной толщи, и отсюда упущены самые первые моменты формирования соляных структур. Вообще, история и механизм деформаций кунгура остались не раскрытыми и не освещенными даже в главных своих моментах. Проблема гидратации ангидритов, история этого процесса и его тектонический эффект также не подверглись углубленному аналитическому изучению. Все эти частные многочисленные дефекты тектонического исследования кунгура Ишимбаевского Приуралья можно кратко резюмировать как основной дефект: отсутствие углубленного, тщательного, чисто фактического анализа проблемы и увлечение построением генетических схем без заботы об их достаточном обосновании. Исключением из серии такого рода работ является лишь статья Б.Б.Ишерского [1938], но в ней исследование остановлено на самом начальном этапе и не подверглось дальнейшему развитию.

Наряду с исследованиями, касавшимися стратиграфии и тектоники кунгура, имеется ряд работ (неопубликованных), пытающихся изучать литологию и геохимию этих отложений. Таковы отчеты А.А.Иванова [1937], П.И.Преображенского и Т.Н.Поленовой [1938], А.А.Варова [1937], Г.И.Белькова [1940], Г.И. Теодоровича [1942] и отдельные страницы в отчетах А.А.Трофимука [1938] и Д.Ф.Шамова, Л.В.Пахомовой [1942]. Всеми этими исследователями собран значительный фактический материал, в частности, установлено наличие и минералогический состав калиевых солей (полигалит), изучена (хотя и не совсем правильно интерпретирована) история бора и брома, распределение

и генезис серы, установлено наличие в составе карбонатов не только доломита и кальцита, но и магнезита. Несмотря на эти несомненно интересные достижения, приходится отметить все же, что целый ряд основных проблем литологии и геохимии кунгура не только не решен, но даже не поставлен. Так, отсутствуют генетическая классификация галогенных пород и даже сколько-нибудь подробное и систематическое их описание. Совершенно не изучены терригенные компоненты пород. Не выяснена природа гипсов, широко развитых среди галогенных отложений. Не замечена интереснейшая – и важнейшая для познания лагунных толщ вообще – связь между сульфатизацией пород, содержанием в них карбонатов и степенью доломитности карбонатов. Не разобрано распределение в галогенных фациях иных малых элементов, кроме бора и брома. Не изучены вопросы о скоростях седиментации, их соотношении с прогибаниями и о влиянии этих факторов на сложение кунгурской толщи.

Неопределенность в вопросе о стратиграфии кунгура и о наличии и размерах внутриформационных смещений отдельных пород (солей, ангидритов, глин) естественно приводила к тому, что фациальный анализ кунгурских отложений и реконструкция кунгурской палеогеографии и седиментационного процесса по существу были невозможны. Общий характер пород кунгура делал несомненным, что они возникли в условиях соленой лагуны. В этом элементарном утверждении сходились все исследователи. Как только, однако, дело касалось некоторых деталей палеогеографии и физико-химических особенностей лагуны, немедленно начинались разногласия. В то время как большинство исследователей (А.А.Богданов, Н.П.Герасимов, П.И.Лунин, П.И.Преображенский и др.) принимает лагуну за единый связный бассейн для всей площади Ишимбаевского Приуралья (а, может быть, и Башкирии вообще), А.А.Иванов и А.А.Варов склонны объяснять значительную фациальную изменчивость разреза кунгурских соленосных отложений их отложением в серии несвязанных друг с другом лагун. Среди сторонников монолитности лагуны А.А.Богданов определенно высказался за мелководный характер водоема, Н.П.Герасимов, П.И.Лунин и В.А.Балаев – за глубоководный тип его, выдвигая таким образом идею о совершенно новом типе солеродного водоема. При этом воде глубоководной лагуны названными авторами приписывается резкая вертикальная стратификация: резко соленые воды внизу, менее соленые наверху. Из соленых нижних вод садились NaCl и калийные соли, из менее соленых средних – ангидриты, из наиболее пресных верхних – карбонаты кальция и магния. Так эти авторы пытаются истолковать горизонтальную смену фаций лагуны, переход галититов в ангидриты, а последних – в доломиты. Совершенно та же концепция лагуны была выдвинута в свое время Лийзсом применительно к галогенной формации Персии, – однако, мне не удалось установить, являются ли взгляды разбираемых исследователей лишь приложением этих идей Лийзса или же они дошли до своей концепции самостоятельным путем. Много разногласий имеется также по вопросу о характере перехода от артинского бассейна, к кунгурскому (о величине перерыва), о соотношениях химических отложений и переходной толщи (имелся ли перерыв или был непрерывный переход?), об обстановке отложения самой переходной толщи и т. д.

К сожалению, все палеогеографические высказывания авторов отличаются чрезвычайной беглостью, краткостью, обычно полным отсутствием аргументации, – и это обстоятельство крайне затрудняет порою даже правильное их понимание (например, идея А.С.Батаева о генезисе переходной толщи [1940]). Хотя совокупностью своей эти высказывания и создают видимость некоторой разработанности палеогеографии и истории кунгурского водоема, однако в действительности дают лишь некоторый предварительный материал к на-

стоящей разработке этих вопросов, намечая проблемы, которых необходимо коснуться в будущем исследовании кунгура.

История и палеогеография кунгурского бассейна, реконструкция его физико-химических особенностей и процессов, в нем происходивших, выявление закономерностей его седиментации – суть задачи, по настоящему еще не начатые, работа, пути которой в применении к Ишимбаевскому кунгуру еще нужно находить и осваивать.

## **2. Задачи исследования кунгура Ишимбаевского Приуралья. Материалы и методика исследования**

Обрисованное состояние знаний по кунгуру Ишимбаевского Приуралья (и Башкирского Приуралья, вообще) определило задачи, которые встали перед экспедицией в отношении этих отложений:

Задачи эти заключались в полной ревизии всего имеющегося фактического материала и в получении новых данных по стратиграфии, тектонике, литологии и геохимии кунгурских пород с тем, чтобы:

- 1) выработать единую и объективную стратиграфию кунгура Ишимбаевского района, базированную на всей сумме буровых данных и на применении современной методики коррелирования разрезов; 2) выяснить фактически природу кунгурских деформаций и указать историю и механизм их возникновения; 3) дать всестороннюю литологическую характеристику Ишимбаевского кунгура и восстановить тем самым историю и геохимию кунгурской лагуны; 4) увязать в единое целое стратиграфию, тектонику и литологию Ишимбаевского кунгура со стратиграфией, тектоникой и литологией тех же осадков окружающих территорий, – особенно северной полосы Предуральской депрессии, куда прежде всего устремляются поиски на нефть; 5) используя полученные данные, способствовать разрешению вопроса о методике поисков нефти в Приуралье.

Решение этих задач при современном состоянии документации Ишимбаевского месторождения находится в довольно неблагоприятных условиях.

Как указывалось выше, для Ишимбаевского района существует громадное количество буровых скважин (свыше 800).

К сожалению, этот единственный в своем роде материал сохранился к настоящему времени чрезвычайно неполно, если не сказать больше того. Подавляющая часть керна ранних скважин (1931–1935 гг.) выброшена совсем; оставшаяся – резко сокращена, что исключает возможность самостоятельного изучения разреза, а заставляет ограничиваться исследованием лишь петрографических типов кунгурских осадков. Новые же скважины, начиная с 1936 г., бурятся почти исключительно с отбором шлама – и могут быть использованы лишь для общей стратиграфической ориентировки при проходке, но не для детального изучения стратиграфии и литологии района. Таким образом, приходится констатировать, что, хотя Ишимбаевская промысловая и разведочная площади располагают громадным количеством пробуренных точек, каменный материал для самостоятельного стратиграфического и литологического изучения ее крайне ограничен.

При таких условиях для того, чтобы получить нужные и достаточно достоверные результаты, пришлось идти несколько необычным путем, – и именно следующим образом.

После просмотра керна ряда скважин выяснилось, что в сложении кунгура Ишимбаевского района принимает участие ограниченный круг осадочных пород – песчаники, глины, доломиты, ангидриты, гипсы, соль, причем каждая из

этих пород представлена некоторым количеством литологических разностей.

Одновременно путем сопоставления собственных наблюдений и описаний буровых журналов был получен достаточно надежный ключ к правильному пониманию этого ценнейшего рукописного материала. В дальнейшем, изучение стратиграфии кунгура шло путем штудирования в основном записей буровых журналов, которое сопровождалось там, где было возможно по состоянию керна, изучением сохранившегося кернового материала. Таким путем было проштудировано несколько сотен скважин, из всех участков Ишимбаевского Приуралья. Уже такого рода работа дала возможность сделать ряд стратиграфических выводов как по части строения отдельных типов кунгурского разреза, так и по части их сопоставления. В целях уточнения стратиграфической схемы и получения объективных критериев для корреляции был предпринят ряд дополнительных исследований. Во-первых, лабораторией С.Г.Саркисяна при его непосредственном участии был изучен минералогический состав терригенной фракции из разрезов над массивами (Западным, Восточным, Кузьминовским) и во впадинах (Ю. Термень-Елга), – а также в так называемой аллакаевской фации. Во-вторых, старшим геологом Ишимбайнефть Х.П.Сыровым по предложению экспедиции было проделано подробное сопоставление каротажных диаграмм в ряде скважин над массивами и над впадинами и сделана попытка таким путем выделить и проследить в кунгуре отдельные стратиграфические горизонты.

Все эти исследования, – результаты которых оказались достаточно согласными друг с другом и с выводами, полученными при предварительном общем сопоставлении разрезов по литологическим признакам, – позволили дать стратиграфическую схему, которую следует рассматривать как достаточно надежную основу для последующих выводов тектонического и общезонального характера.

Тектоническое изучение кунгура проводилось путем составления многочисленных структурных карт (масштаба 1:50 000 и 1:10000) по поверхности переходной толщи, по кровле химических осадков, по кровле соленосного горизонта, по кровле артинских известняков, а также карт изопахит переходной, гипсово-ангидритной толщ, солей, зоны гипсования и некоторых других, описанных в главе IV. При этом автор старался базироваться не только на данных бурения, но и на результатах полевой съемки, проводившейся в широких масштабах партиями ГПК и БНЭ под общим руководством А.А.Богданова. Для более близкого ознакомления с характером дислокаций и с составом пород автором были лично посещены и изучены естественные выходы кунгура Смакаевской гряды, р. Селеука (в шиханской зоне), у д. Тимашевки, по рекам Зигану, Ую, Усолке и в некоторых других местах.

Что касается собственно литологического и геохимического исследования кунгура, то оно базировалось на большом количестве каменного материала, более или менее равномерно распределенного между отдельными типами кунгурских разрезов.

Полевые исследования в 1941 г. проводились единственным отрядом, работавшим на территории Ишимбаевского района и частично в Карлинском месторождении; в состав его входили Н.М.Страхов (начальник отряда) и геолог Н.В. Покровская, причем последняя работала почти исключительно над Карлами; в камеральный период принимали участие также М.А.Жиркевич и Н.А.Архангельская.

В 1942 г. работы по кунгурским отложениям были поставлены, с одной стороны, в том же Ишимбаевском районе для углубления и проверки прежде полученных выводов, с другой, – в ряде соседних районов, на территории от Ишимбая до Улу-Теляка, с задачей увязки стратиграфии, тектоники и литоло-

гии кунгура Ишимбая со стратиграфией, тектоникой и литологией кунгура более северных участков. Полевые работы производились в Ишимбаевском районе Н.М. Страховым и А.М.Левенко (шиханская зона), в районе между реками Зиган и Инзер – Н.В.Покровской, в районе Улу-Теляка – Н.А.Архангельской.

Параллельно с геологической группой все время работала химическая в составе Э.С.Залманзон (заведующая химической лабораторией), И.Д.Старынкевич-Борнеман, Р.Е.Арест-Якубович, В.М.Сендеровой, Р.М.Михайловой. Термохимические исследования выполнены А.И.Цветковым. Все перечисленные работы велись под руководством и при непосредственном участии Н.М.Страхова, которому принадлежит геологическая интерпретация химических материалов.

Результаты работ кунгурской группы были опубликованы в ряде статей Н.М. Страхова [1941а,б, 1942], Н.М.Страхова и М.А.Жиркевич [1942], Н.М.Страхова и А.И.Цветкова [1943а,б], Н.М.Страхова, Э.С.Залманзон, Р.Е.Арест-Якубович [1943], Н.М.Страхова и И.Д.Старынкевич-Борнеман [1943], а так же в отчетах Н.В.Покровской [1942], Н.А.Архангельской [1942], А.М.Левенко [1943]. Настоящая монография является опытом синтеза всех данных, имеющихся по кунгуру Ишимбаевского Приуралья, и приведения их в более или менее законченную логическую систему. Ряд соображений при этом публикуется впервые.

При выполнении работы автор имел непрерывное деловое общение не только с вышеназванными товарищами, но и с рядом других как входивших, так и не входивших в экспедицию. Многим из них, в особенности В.Е.Руженцеву, А.А. Богданову и В.А.Балаеву, автор обязан рядом ценных замечаний и критикой, способствовавшей исправлению дефектов, за что выражает им искреннюю благодарность.

## Глава II

### Ложе кунгурских отложений, его морфология и генезис

Приступая к изучению кунгурских отложений Башкирского Приуралья, необходимо в первую очередь остановиться на рассмотрении ложа этих отложений, его морфологии и генезиса.

На подавляющей части Башкирского Приуралья сакмарско-артинские отложения, как известно, не выходят на поверхность, будучи прикрыты мощной (в сотни метров) толщей кунгурских и уфимских пород, и доступны лишь глубоким буровым скважинам. Наши знания о сакмарско-артинских породах находятся, таким образом, в прямой зависимости от разворота разведочных буровых работ и целиком определяются ими.

Общее количество скважин, вскрывших сакмарско-артинские отложения, огромно – свыше 900, – но распределены они весьма неравномерно. Львиная доля их (свыше 750) сосредоточена на очень небольшой площади Ишимбаевского месторождения, около 80 в Карлах и только немногие десятки на всей остальной обширной площади Башкирского Приуралья. К тому же, эти внепромысловые скважины появились, главным образом, за последние шесть-семь лет.

Благодаря такому ходу бурения, исследовательские работы по сакмарско-артинским отложениям на протяжении первых 7–8 лет после начала нефтяных

разведок (1932 г.) концентрировались исключительно на вопросах стратиграфии, тектоники и литогенеза Ишимбаевских нефтеносных известняков, которые были за это время изучены со значительными подробностями. Более широкие вопросы геологии сакмарско-артинских пород на всей территории Приуралья в этот отрезок времени еще не могли быть как следует поставлены и разобраны просто за недостатком первичного фактического материала. Лишь с разворотом разведочных работ вне Ишимбая исследователи стали переходить к анализу основных проблем геологии Башкирского Приуралья как целого.

В итоге, мы имеем сейчас любопытную ситуацию, когда очень подробное, скрупулезное и детальное знание отдельных очень ограниченных участков (например, Ишимбаевских массивов) сочетается с недостаточно ясными представлениями об основных кардинальных особенностях фациальной зональности и структуры сакмарско-артинских пород Башкирского Приуралья как целого.

Пионером в разработке общих вопросов структурно-фациального анализа сакмарско-артинских пород явился коллектив ЦНИЛ'а в лице Д.Ф.Шамова, А.Я.Виссарионовой, В.А.Балаева, А.А.Трофимука.

Позже (с 1941 г.) в эти вопросы включился коллектив Башкирской нефтяной экспедиции Академии наук СССР в лице В.Е.Руженцева, Д.М.Раузер-Черноусовой, В.П.Маслова, В.Н.Крестовникова, Б.М.Келлера и др.

## 1. Современная морфология ложа кунгура Башкирского Приуралья

На рис. 1 изображена структурная карта по поверхности сакмарско-артинских пород, как она может быть дана на основании буровых данных, поверхностного картирования и интерпретации геофизических материалов. В основу изображения положены геологическая и структурная карты Башкирского Приуралья, составленные БНЭ и, в частности, В.Е.Руженцевым и А.А.Богдановым.

На карте отчетливо выделяются три полосы. В восточной полосе, совпадающей с западным склоном Урала, сакмарско-артинские породы выходят на дневную поверхность и достигают значительных высот – в сотни метров над уровнем моря. Как увидим в дальнейшем, прежнее распространение сакмарско-артинских пород не ограничивалось только современной их узкой западноуральской полосой, но заходило много восточнее, в область современного горного Урала, где эти породы подверглись затем эрозии и были начисто размыты. Западнее Уральской полосы на довольно широкой площади сакмарско-артинские породы быстро погружаются на значительные глубины до -1300 ÷ -1400 м и образуют таким образом ясно обозначенную депрессию, получившую в литературе название Предуральского прогиба. Прогиб этот протягивается параллельно Уралу с SW на NE, сохраняя, в общем, почти постоянную ширину в 20–25 км, и на юг несколько расширяясь. Западнее прогиба сакмарско-артинские породы вновь поднимаются, достигая отметок, примерно -200 ÷ -120 м.

Отличаясь друг от друга средней высотой, каждая из очерченных полос сакмарско-артинских пород внутри себя характеризуется серией неровностей второго порядка, дающих в совокупности иногда довольно сложную картину.

Так, в западной полосе, которую принято именовать платформенной, обозначается обширный Рязано-Охлебининский вал. В естественных обнажениях выходят исключительно уфимские и кунгурские породы, по которым собственно и устанавливается наличие этого вала. Сакмарско-артинский фундамент

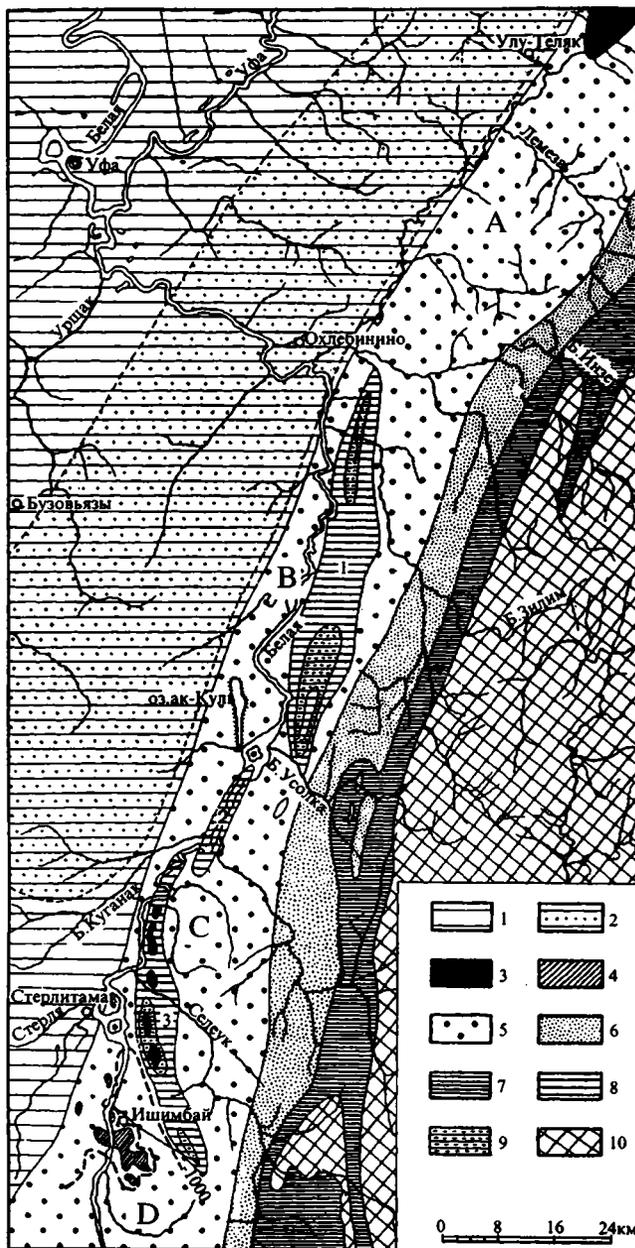


Рис. 1. Ложе кунгурских отложений Башкирского Приуралья (по материалам ЦНИИ и БНЭ. Составил Н.М.Страхов)

1 – восточный склон Русской платформы; 2 – Рязано-Охлебининский вал; 3, 4 – рифовая фация сакмарско-артинских отложений: 3 – Шиханы, 4 – погребенные Ишимбаевские массивы; 5–7 – артинские отложения: 5 – районы глубокого погружения, 6 – районы незначительного погружения, 7 – поверхностные выходы; 8 – поднятия артинских пород в области Предуральского прогиба (1 – Николаевско-Воскресенское, 2 – Карлинское, 3 – Шиханское); 9 – особенно высоко приподнятые участки артинских пород внутри Предуральского прогиба; 10 – породы, подстилающие артинские отложения. Депрессии: А – Симская, В – Бельская, С – Салиховская, D – Юлдашевская

его нигде не вскрыт буровыми, и о конфигурации его сейчас можно лишь догадываться. По общему убеждению исследователей, поверхность вала должна быть сложной, испытывать ундуляции, давать локальные вздутия, но локализация этих вздутий остается пока целиком гипотетической. По последним исследованиям М.П.Казакова (1943 г.), Рязано-Охлебининский вал распадается на три пологих вытянутых куполообразных вздутия сакмарско-артинских пород, сменяющих один другой по простиранию вала и разделенных узкими прогибами. Эта схема, однако, базируется не столько на детальном анализе покрывающих кунгурских пород, сколько на структурных аналогиях с зоной Предуральского прогиба, – и потому, конечно, не может претендовать на полную убедительность. Расшифровка истинной морфологии Рязано-Охлебининского вала – дело будущих исследований и, прежде всего, конечно, буровых работ.

В Предуральском прогибе благодаря обилию скважин морфология кровли сакмарско-артинских пород раскрыта, если и не целиком, то в очень многих своих существенных чертах.

На общем фоне прогиба здесь различается серия весьма любопытных положительных и отрицательных элементов рельефа, которые мы последовательно опишем, начиная с поднятий. Морфологически они чрезвычайно разнообразны.

Любопытную группу среди них образуют, прежде всего, так называемые погребенные нефтеносные массивы Ишимбаевского типа. В настоящее время известно 13 таких массивов: Термень-Елгинский, Кузьминовский, Буранчинский, Южный, Восточный, Западный, Кашкаринский, Кусяпкуловский, Яр-Бишкадакский, Куганакский, Столярковский, Карагановский, Покровский.

Не вдаваясь в подробную характеристику каждого массива, – что для наших целей не имеет существенного значения, – ограничимся общей сводкой по морфологии их, данной не так давно А.А.Трофимук [Геология..., 1940].

Как видно из этих данных, общими чертами известняковых массивов Ишимбаевского района являются:

| Массив            | Углы склонов | Площадь, в га (по изогипсе -600 м) |      | Абсолют. отметка вершины массива в м | Форма  |
|-------------------|--------------|------------------------------------|------|--------------------------------------|--|
|                   |              |                                    |      |                                      |  |
| Восточный         | 30–45°       | 281                                | -100 | 500                                  | Купол с ромбоидальным основанием             |
| Западный          | 30–45°       | 135                                | -285 | 311                                  | Короткий хребтик широтного простирания       |
| Южный             | 40–45°       | 109                                | -210 | 390                                  | Купол с треугольным основанием               |
| Кузьминовский     | 35–50°       | 90                                 | -338 | 262                                  | Короткий хребтик широтного простирания       |
| Кусяпкуловский    | 30–40°       | 42                                 | -451 | 148                                  | Короткий хребтик меридионального простирания |
| Буранчинский      | 30–45°       | 36                                 | -343 | 257                                  | Купол  |
| Кашкаринский      | 30–32°       | 50                                 | -457 | 143                                  | –"–  |
| Яр-Бишкадакский   | 20–40°       | 14,5                               | -572 | 28                                   | –"–  |
| Термень-Елгинский | –            | –                                  | –    | –                                    | Короткий хребтик простирания                 |
| Куганакский       | –            | –                                  | –    | –                                    | То же  |

1. Сравнительно небольшие размеры площади основания массивов при относительно большой их высоте. При этом между площадью основания массива

ва и его высотой наблюдается (за некоторыми исключениями) прямая зависимость: чем больше площадь основания массива, тем больше его высота.

2. *Большая крутизна склонов массивов*, измеряемая 15–50°. При этом у всех массивов без исключения наблюдается, что склоны в нижней части массива более пологие, в верхней – более крутые; собственно вершинные части всех массивов вновь характеризуются более плоским рельефом, имея в ряде случаев (Западный, Восточный, Кузьминовский массивы и др.) характер холмистых площадок.

3. *Разнообразие формы массивов*: обычно это – купола с различными очертаниями основания или короткие хребтики северо-восточного простирания.

Восточнее полосы погребенных массивов располагается своеобразное Шиханское поднятие. По форме своей оно представляет крупный плоский свод, вдоль оси которого глубины сакмарско-артинских пород достигают 300–400 м. По западному краю это плоское поднятие усажено рядом шиханов, или гор-одиночек: Тра-тау, Новый шихан, Малый шихан, Шах-тау, Куш-тау, Юрак-тау; в шиханах сакмарско-артинские породы выходят на дневную поверхность и достигают отметок +402 м (Тра-тау), +395 м (Шах-тау), +332 м (Юрак-тау). Морфологически горы-одиночки совершенно имитируют погребенные массивы как по конфигурации своей, так и по высоте, крутизне склонов. Вдоль западного края Шиханское поднятие довольно круто погружается к прилегающей депрессии; на востоке характер погружения точно неизвестен, но невидимому оно более пологое. Амплитуда перемещений вдоль западного перегиба достигает 800 м (а, может быть, и выше). На южном -продолжении Шиханского поднятия, в районе дер. Кинзибулатова, бурениями лета 1943 г. вскрыто очень узкое (около 0,75 км) и удлиненное “горстовидное” поднятие с плоской вершиной на отметках -510, -407 м и очень крутыми крыльями, особенно восточными. Поднятие это, названное Кинзибулатовским, на юге отчетливо оконтуривается изогипсами -800 м. На севере его окончание неизвестно. Представляет ли оно вполне самостоятельное образование в области Предурального прогиба или только местное, осложненное в южной части обширного Шиханского поднятия, – остается нерешенным вопросом.

Севернее Шиханской структуры располагается Карлинско-Пастушинское поднятие, имеющее вид длинной (около 20 км), но очень узкой (0,8 км) горстовидной седловины, ограниченной крутыми склонами с обеих сторон. По оси поднятия высота артинских пород достигает -64 ÷ -72 м, на крыльях они погружаются глубже -533 м, в окружающих седловину депрессиях артинское ложе пока не достигнуто, почему и амплитуда поднятий неизвестна.

В северной половине Предурального прогиба намечается новое крупное поднятие, получившее название Николаевско-Воскресенского.

На юге образующие его породы сакмарско-артинского возраста и карбона выходят на поверхность на горе Воскресенке. На севере они вскрыты бурениями у с. Николаевки на отметках +86 – +17 м. В промежуточных участках высота артинского ложа не установлена.

Точно также неизвестна и амплитуда поднятий его, ибо артинские породы в депрессиях, окружающих структуру, пока не вскрыты. Морфологически Воскресенско-Николаевская структура представляет собой одностороннее горстовидное поднятие, сходное с Шиханским.

Не исключена возможность, однако, что поднятие это как единое образование отсутствует и распадается на несколько (3?) более мелких, располагающихся одно за другим и в настоящее время искусственно объединяемых в одно морфологическое (и тектоническое) целое.

Кроме названных поднятий, весьма вероятно имеются и некоторые другие (например у Белого Озера, у колхоза Красный Пахарь, у с. Тикеево и в других местах), о которых сейчас можно догадываться лишь по геофизическим данным.

Перечисленными положительными элементами рельефа сакмарско-артинских пород территория Предуральяского прогиба разделяется на ряд локальных депрессий: Симскую, Бельскую, Салиховскую, Юлдашевскую и др. Из них сколько-нибудь подробные и достоверные данные имеются лишь по южной Юлдашевской депрессии, которую мы и опишем. На рис. 2 дана структурная карта кровли артинских отложений на территории Ишимбаевского Приуралья, где, главным образом, и локализуется названная депрессия.

Юлдашевская депрессия имеет сложную конфигурацию и состоит из трех взаимосвязанных элементов. В северной части, начиная от широты южного окончания Термень-Елгинского массива, депрессия имеет характер узкой и длинной мулды северо-западного простираения с плоским дном и относительно крутыми стенками. Эта часть в дальнейшем будет именоваться Смакаевской ветвью Юлдашевской депрессии. Отметки дна ее обычно около -1200 м, причем в северной части депрессии они ниже этой цифры, в средней – против Восточного массива несколько выше (-1175 м) и в южной трети вновь опускаются до значений ниже -1300 м. Таким образом, по оси Смакаевской ветви намечается слабо выраженный и плоский поперечный перегиб (перевал). По западной окраине ветви от нее ответвляются три заливообразных языка, внедряющихся между массивами Яр-Бишкадакским и Кусяпкуловским, последним и Восточным, Восточным и Кузьминовским. Восточная граница Смакаевской ветви при современном состоянии знаний выглядит гораздо проще и однообразнее, что, возможно, следует отнести за счет неполноты фактических материалов.

Параллельно Смакаевской ветви к западу от цепочки центральных массивов намечается небольшая, но отчетливо выраженная Юрматинская ветвь Юлдашевской депрессии, имеющая очертания широкого, притупленного на вершине, треугольника. Отметки ее дна известны пока очень недостаточно, и в общем дают непрерывный наклон к югу, благодаря чему меняются от -1000 м на севере до -1300 м на юге.

На широте южной оконечности Термень-Елгинского массива Смакаевская и Юрматинская ветви сливаются вместе, образуя обширную и глубокую собственно Юлдашевскую депрессию, вскрытую очень большим количеством скважин. У северной границы отметки артинских пород колеблются около -1200 ÷ -1300 м, на юге – глубины опускаются до отметок ниже -1500 м (скв. 2/24 – -1548 м).

В совокупности своей названные три единицы образуют единую плоскодонную яму, расширяющуюся к югу и наклоненную в том же направлении. Морфология остальных депрессий – Симской, Бельской, Салиховской – в настоящее время неизвестна, равно как и их глубины. Возможно, что, подобно Юлдашевской, они представляют плоскодонные образования с глубинами до -1300 ÷ -1400 м.

Весьма любопытна морфология западного края Предуральяского прогиба. На юге – в Ишимбаевском Приуралье – переход от Юлдашевской депрессии к Рязано-Охлебининскому валу характеризуется постепенным и плавным нарастанием высот, происходящим на достаточно большом протяжении. В средней (по меридиану) части прогиба – от оз. Аккуля до с. Тикеева – уступ вала к депрессии, судя по наличию ясно выраженной гравитационной ступени, достаточно крутой.

Характер морфологии сакмарско-артинского ложа вдоль восточного борта прогиба в настоящее время неизвестен.

Современная морфология сакмарско-артинской полосы вдоль западного склона Урала для наших целей неинтересна и потому касаться ее не будем.

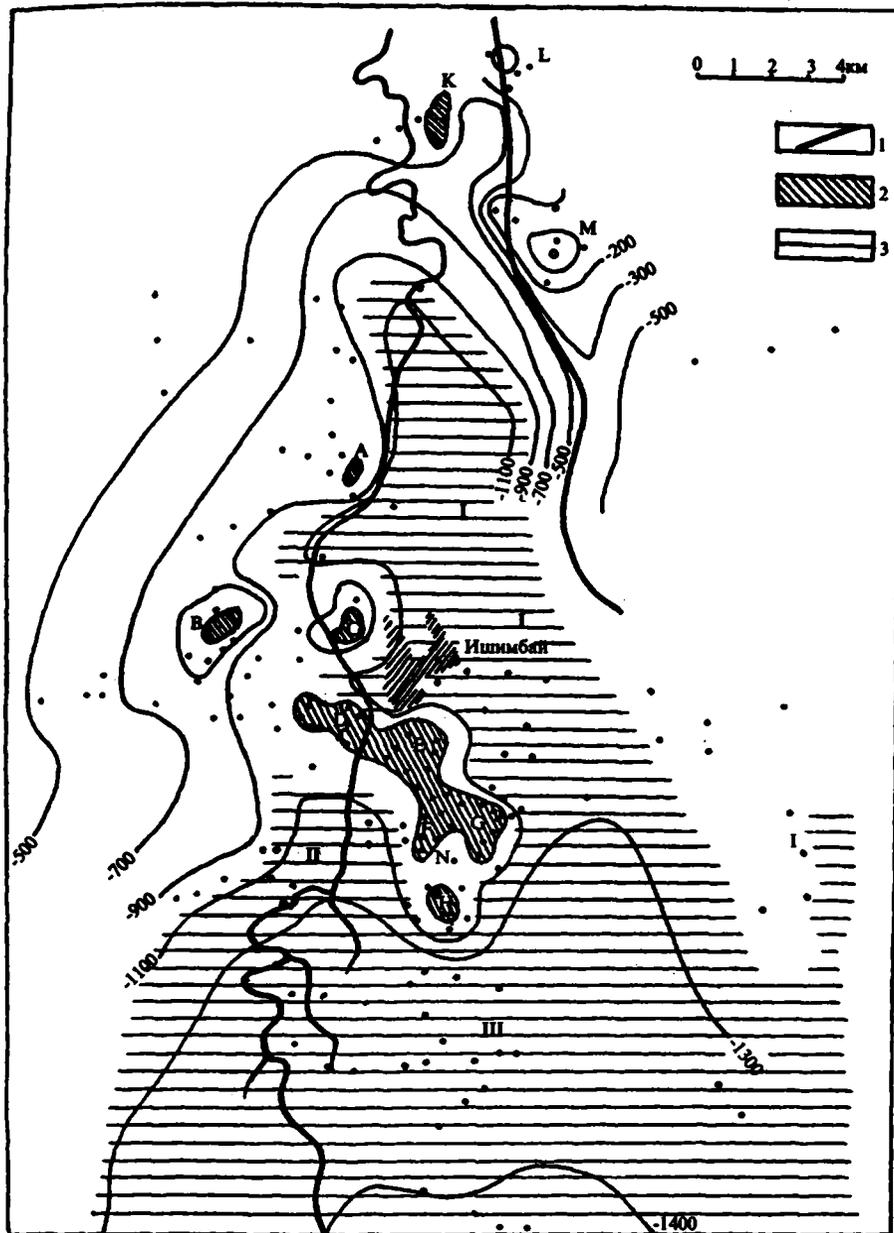


Рис. 2. Ложе кунгурских отложений на площади Ишимбаевского Приуралья (по материалам Башкирской нефтяной экспедиции)

III – Юлдашевская депрессия; II – Юрматинская ветвь Юлдашевской депрессии; I – Смакаевская ветвь Юлдашевской депрессии; 1 – простираение крутого уступа артинских отложений; 2 – погребенные известняковые массивы; 3 – депрессии артинского ложа. Массивы: А – Яр-Бишкадакский; В – Кашкаринский; С – Кусяпукуловский; D – Западный; Е – Восточный; F – Южный; G – Кузьминовский; I – Кинзибулатовская структура; K – Карагановский массив; L – Новый шихан; M – гора Тра-тау; Н – Термень-Елгинский массив; N – Буранчинский массив

## 2. Генетические типы поднятий и депрессий сакмарско-артинского фундамента Башкирского Приуралья

Установив геоморфологию современной поверхности сакмарско-артинских отложений, естественно поставить вопрос: какова природа слагающих эту поверхность поднятий и депрессий? Что лежит в их основе: тектонические структуры, эрозионные формы или первичная аккумуляция осадка? Анализ показывает, что применительно к разным поднятиям и депрессиям вопросы эти решаются по-разному.

Изучая профили через Карлинско-Пастушинское, Николаевско-Воскресенское, Кинзибулатовское поднятия, мы всюду видим, что в сводовой части поднятий пласты залегают очень полого, почти горизонтально, в крыльевой же – очень круто, образуя флексуобразные, иногда почти вертикальные перегибы. При этом в высшей степени характерно, что залегание пластов почти точно повторяет очертания поднятий, отличаясь от них несколько (за счет эрозионных процессов) в сводовой части. Таким образом, названные три поднятия представляют собою настоящие тектонические структуры; несколько размытые в своей верхушке и сглаженные. Этот размыв и сглаживание, однако, имеют совершенно второстепенное значение и не влияют сколько-нибудь существенно ни на конфигурацию, ни на альтитуду поднятий.

Совершенно иначе обстоит дело с группой погребенных массивов вдоль юго-западного края предгорного прогиба.

Как известно, по поводу генезиса погребенных Ишимбаевских массивов было высказано три резко различных точки зрения. Согласно наиболее ранней, выдвинутой А.А.Блохиным [1934], А.А.Богдановым [1935], массивы представляют собою чисто тектонические формы типа брахиантиклиналей. По другой концепции (предложенной В.А.Сулиным [Сулин и др., 1933] и поддерживающейся ныне А.А.Трофимуком, Д.Ф.Шамовым и вообще коллективом ЦНИЛ'а), погребенные массивы в основном суть первичные аккумуляторные формы роста рифовых отложений, лишь слегка моделированные эрозией. Наконец, по гипотезе Н.П.Герасимова, Д.Л.Степанова, В.П.Маслова, Д.М.Раузер-Черноусовой, погребенные массивы в основном представляют эрозионные формы, вырезанные из прежде гораздо более обширных и сплошных рифовых полей типа барьерных рифов или рифовых банок.

Из этих трех концепций первая была опровергнута очень быстро, когда стала распутываться стратиграфия карбонатной толщи, слагающей массивы, и выяснилось, что пласты залегают в них почти горизонтально и отнюдь не образуют брахиантиклинальных форм. Что касается остальных двух теорий, то они и поныне конкурируют в литературе и имеют каждая своих апологетов. Поскольку для дальнейшего вопрос об истинном генезисе массивов отнюдь не безразличен, мы должны будем несколько углубиться в разбор этой проблемы.

Поскольку в рифогенной природе пород, слагающих погребенные массивы, ни у кого из исследователей сомнений нет, то проблема сводится к разбору доказательств изоляции погребенных массивов друг от друга еще в процессе накопления осадков. Имеются ли действительно надежные свидетельства того, что массивы уже в сакмарско-артинское время росли как независимые друг от друга единицы?

В последней своей сводной работе [Шамов, Пахомова, 1942] Д.Ф.Шамов сделал попытку свести эти свидетельства в единое целое. Он указывает пять признаков, свидетельствующих в пользу аккумулятивной рифовой теории.

1. Наличие кольцеобразного, параллельного внешним стенкам массивов, расположения рифовых биогермов. В качестве примера приводится случай, описанный А.А.Трофимуком для Восточного массива. "Время отложения

швагеринового горизонта: кораллы (гидрактиниоды), по-видимому оторачивают некоторое пространство дна моря на месте современного массива. Время отложения горизонта с *Ps. moelleri*: площадь, ограничиваемая распространением кораллов, возможно суживается по направлению к центру массива; в центре массива кораллы еще отсутствуют. Время отложения горизонта с *Ps. anderssoni* (*Ps. urdalensis*): кораллы локализируются вначале в южной и восточной частях Восточного массива, полукольцом облекая массив. В последующем гидроидные полипы занимают и центральную часть массива. К концу отложения горизонта кораллы присутствуют в центральной части массива и имеют развитие в южной и юго-западной части современного массива. Время отложения горизонта с *Ps. lutugini*: гидроидные полипы кольцом окружают центральную часть массива в начале отложения этого горизонта (зона *Ps. Concavitas*) и в верхней части горизонта совершенно исчезают”.

2. Наличие случаев плащеобразного залегания горизонтов по склонам массивов, особенно горизонта с *Ps. urdalensis* и *Ps. lutugini*, что, якобы, хорошо видно на ряде профилей, опубликованных автором (Д.Шамовым), – и, конечно, может свидетельствовать только в пользу обособленного существования массивов уже в сакмарско-артинское время.

3–4. Наличие плаща безфузулиновых известняков лутугинского времени, облекающих массивы в виде своеобразных сар-госк'a и изолировавших их еще в процессе седиментации. Эта изоляция подчеркивается еще тем, что кавернозные и пористые нефтеносные участки в тастубском<sup>2</sup> и стерлитамакском<sup>3</sup> горизонтах якобы никогда не пересекаются поверхностью массивов, но запрятаны в их центральных частях, представляя для каждого из массивов самостоятельные обособленные образования.

5. Массивность известняков, слагающих рифовые горки, что якобы свойственно именно аккумулятивным рифовым телам в узком смысле слова.

Посмотрим, насколько действительно аргументировано каждое из приведенных доказательств.

Д.М.Раузер-Черноусова [1942] произвела для горизонтов тастубского, стерлитамакского и лутугинского подробное изучение распределения биогермных и детритусовых известняков на основе всего имеющегося материала. При этом выяснилось, что никакой зависимости в распределении биогермов от конфигурации современных рифовых массивов не существует. Биогермные породы вообще встречаются лишь по восточной окраине центральной связи массивов – в Восточном и Кузьминовском массивах, очень редко – Кусяпкуловском, Западном. Здесь они подходят непосредственно к склону массивов и срезаются ими, до этого же срезания несомненно уходили за пределы массивов и связывали массивы в единое целое. Каких-либо внутрикольцевых лагун, подобных аналогичным лагунам современных кольцевых рифовых островов, в погребенных массивах не отмечается. Случай, описанный А.А.Трофимукон на фоне общих наших знаний о биогермах погребенных массивов, является исключением и потому не может служить удачным аргументом в пользу рифовой теории. К тому же в этом примере лишь с натяжкой можно говорить о кольцевом расположении коралловых построек. Локализация же биогермов так, как она дается Раузер-Черноусовой, не только не свидетельствует в пользу рифовой теории, но прямо противоположает относительно нее.

Тем же автором была произведена подробная ревизия условий залегания различных стратиграфических горизонтов на погребенных массивах. При этом она пользовалась значительно более детализированной и уточненной

<sup>2</sup> Тастубский горизонт = горизонт с *Pseudofusulina moelleri*.

<sup>3</sup> Стерлитамакский горизонт = горизонт с *Ps. urdalensis*.

схемой стратиграфического расчленения, чем это была до сих пор, что естественно сузило возможность субъективных оценок при определении мощностей тех или иных стратиграфических компонентов и их расположения. В результате удалось выявить очень любопытные случаи несомненно тектонических наклонов и нарушений пластов, но совершенно не обнаружено достоверных случаев плащеобразного залегания горизонтов по склонам массивов. Случаи такого залегания, указанные Д.Ф.Шамовым, нельзя признать за достоверные, ибо они все объясняются субъективным – и в ряде случаев фактически неверным – проведением границ пластов (?). На профилях, в изобилии составленных Д.М.Раузер-Черноусовой с возможно большим приближением к фактическому материалу, наоборот, видно устойчивое сохранение крупными и мелкими стратиграфическими горизонтами их мощностей на всем протяжении внутри массивов и срезание этих горизонтов поверхностями массивов. Все это опять-таки не свидетельство в пользу рифовой теории, но противопоставление по отношению к ней.

Ссылку на наличие своеобразного покрова (cap-rocks) лутугинских известняков и налегание пористых и кавернозных пород только внутри этого покрова нельзя признать верной. Изучая многочисленные карты-срезы на различных уровнях через массивы Термень-Елгинский, Южный, Буранчинский, Кузьминовский, составленные А.В.Пахомовой [Шамов, Пахомова, 1942] чисто фактически, без какой-либо предвзятой теоретической предпосылки, можно легко обнаружить ряд случаев, когда, наоборот, линзы и участки кавернозных и пористых, – даже ситчатых, – известняков прямо срезаются поверхностью массивов... Так, например, на отметках -400 м пористые известняки срезаны в скв. 1/20, 27/19, 18/19, 18/21; на отметках -450 м они срезаются вдоль всего восточного края Буранчинского массива от скв. 10/22 до скв. 58/22, а также в скв. 9/21, 67/21, 93/21; на отметках -500 м срезание отмечается в скв. 56/20 – 53/20. Здесь пористые известняки образуют единую полосу на Термень-Елгинском массиве, явно срезанную с двух сторон его поверхностью; то же наблюдается в скв. 77/22, 88/22, 48/19, 17/22, 18/22, 52/19, 9/21, 26/21, 49/21, 114/21, 55/21, 29/21 и др.; на отметках -550 м явление срезания видно в скв. 53/20, 62/21, 65/21, 25/19, 31/19 и др.; на отметках -600 м оно особенно отчетливо констатируется на Термень-Елгинском массиве, где ясно видно, что единая пористая линза почти со всех сторон подходит к поверхности массива и срезается ею; то же – на отметке -650 м.

Все эти случаи доказывают, что утверждение Д.Ф.Шамова о локализации пористых пород только внутри массивов – не отвечает действительности. Как и биогермы, пористые известняки первично достоверно уходили за пределы массивов, составляя часть единого, родоначального для массивов пласта. Повидимому, ошибочное утверждение Шамова возникло под впечатлением изучения Восточного (и Западного) массивов, где действительно аналогичных срезов пористых известняков поверхностью массивов не зафиксировано. Но на фоне более крупного материала это, очевидно, только частный и нехарактерный случай, который теперь уже не может служить убедительным аргументом в пользу рифовой теории. Идея же о cap-rocks из лутугинских безфузулиновых известняков представляет пока чистую догадку, не подвергшуюся серьезной фактической разработке, и базировать на ней рифовую теорию было бы преждевременно.

Что касается утверждения, будто сама массивность известняков доказывает первичный аккумулятивно-рифовый генезис погребенных массивов, то эта аргументация явно построена на недоразумении. Массивное сложение вообще свойственно рифовой фации, независимо от того, дает ли она пластообразные тела типа барьерных рифов или банок или же рифовые горки, – и ссылаться

на массивность в доказательство первично аккумулятивного генезиса погребенных массивов, конечно, никак нельзя.

Таким образом, проверка фактической базы аргументов, указываемых Д.Ф. Шамовым, приводит к заключению, что база эта не только не поддерживает аргументации, но свидетельствует против нее. Не только нет достоверных признаков изоляции массивов друг от друга еще в процессе накопления сакмарско-артинских осадков, но существуют ясные указания на связь массивов друг с другом, на захождение биогермных известняков за конфигурацию массивов.

При таких условиях следовать теории первично-рифового генезиса погребенных массивов не представляется возможным.

Погребенные массивы, как правильно указывали Н.П.Герасимов, Д.Л.Степанов, В.П.Маслов и др., представляют собою по существу эрозионные останцы, вырезанные из единого огромного пластообразного рифового тела в один из моментов артинской истории, как увидим ниже, – в предверхнеартинское время.

Определяя, таким образом, природу нефтеносных погребенных массивов, следует отметить, что некоторую роль, если не в их морфологии непосредственно, то в приобретении ими современного положения в пространстве, сыграла и тектоника. Д.М.Раузер-Черноусовой удалось показать, что от Термень-Елгинского массива до Яр-Бишкадакского по дуге, выпуклой к востоку, через восточную часть Кузьминоовского, Восточного и Кусякуловского массивов проходит резко выраженная дислокация типа флексуры, по которой пачка центральных массивов, как единый блок, приподнята метров на 300–350 над Юлдашевской депрессией и ее Смакаевской ветвью. На конфигурации частных массивов эта дислокация, повторяем, непосредственно не отразилась, но современная абсолютная высота этих массивов явно от нее зависит.

Расшифровка генезиса погребенных Ишимбаевских массивов делает возможным правильное истолкование природы Шиханского поднятия.

Судя по данным скважин Орловского профиля (к югу от горы Тра-тау – скв. 1/32, 2/32, 3/32, 4/32, 5/32 и по скв. 1/13, 4/13 и другим в окрестностях Нового и Малого шихана), в основе Шиханского поднятия лежит тектоническая структура, в общем отвечающая конфигурации поднятия. На своде его пласты лежат практически горизонтально, с некоторым уклоном на восток и, может быть, незначительными перегибами (вторичными складками?). Вдоль западного борта поднятия проходит крутой флексуобразный перегиб большой амплитуды; вдоль восточного – имеет место более пологое падение пластов. В общем, получается структура резко несимметричной сундучной складки или же одностороннего горстовидного поднятия, осложненного (по своду) более мелкими структурами. Сводовая часть этого поднятия глубоко размыта и вдоль западного края осложнена эрозионными останцами в виде стерлитамакских гор-одиночек. Таким образом, морфология Шиханского поднятия сложного генезиса: в основе его лежит тектоническая структура, но глубоко размытая, с эрозионными останцами на поверхности.

Что касается Рязано-Охлебининского вала, то поскольку сакмарско-артинский фундамент его нам пока недоступен, обсуждать природу вала было бы преждевременно. Можно указать лишь, что огромные размеры вала и сама его конфигурация делают несомненным его, в основном, тектоническое происхождение. Роль эрозии остается определить последующим исследователям.

Природа депрессий, разделяющих поднятия, также в подавляющем большинстве случаев может обсуждаться пока в самых общих чертах, на основании таких общих признаков, как размеры, конфигурация, наличие внутри депрессий поднятий того или иного типа и т. д., ибо скважин в депрессиях очень мало. По всем этим признакам депрессиям следует приписать в основном тек-

тоническое происхождение. Но в отдельных случаях в созидании отрицательных элементов рельефа известную роль сыграл и эрозионный фактор. Так, принимая погребенные массивы за эрозионные останцы, следует признать, что углубления, разделяющие массивы и частично окаймляющие их, как, например, окраины Смакаевской и Юрматинской ветвей Юлдашевской депрессии, в значительной мере сформированы как эрозионные ложбины в эпоху предверхнеартинской эрозии, создавшей рифовые останцы.

Аналогичные процессы в некоторой степени могут быть присущи и остальным депрессиям, но истинная их роль и распространение в настоящее время неизвестны.

Окидывая общим взглядом современную геоморфологию сакмарско-артинского фундамента Башкирского Приуралья, приходится признать, что в основном эта геоморфология – тектонического происхождения и что базой ее являются тектонические структуры сакмарско-артинских пород. Эрозионные формы также входят в состав этой геоморфологической картины, но в резко подчиненном количестве, образуя детали, а не основу ее. Первично же аккумулятивных геоморфологических элементов в ней, видимо, нет совсем.

По характеру своему дислокации сакмарско-артинского фундамента Башкирского Приуралья являются типично платформенными. В основе Карлинско-Пастушинской, Николаевско-Воскресенской, Шиханской и Кинзибулатовской структур лежат вероятно дизъюнктивные дислокации их докембрийского фундамента. Но в сакмарско-артинских породах никаких региональных разрывов, отвечающих дизъюнктивам докембрия, уже нет. Эти карбонатные породы облекают глубокие дизъюнктивные структуры в виде плаща, образуя вместо сбросов крутые флексуорообразные перегибы пластов, а в целом морфологически-сундучные складки.

### **3. О характере геоморфологии артинского ложа к началу кунгурской седиментации в Башкирском Приуралье**

Все предыдущее изложение имело целью выяснить, что же представляла собою геоморфологически и структурно поверхность сакмарско-артинских пород к началу кунгурской седиментации? Существовали ли в Башкирском Приуралье уже тогда все охарактеризованные выше поднятия и депрессии и если существовали, то насколько резко они были выражены?

Ответ может быть получен лишь после анализа общей истории развития Предуральского прогиба и его структур.

В настоящее время момент заложения Предуральского прогиба (в его Башкирской части) датируется несколько расплывчато. По данным Д.Ф.Шамова, собравшего все относящиеся сюда материалы, начало оформления прогиба следует отнести к среднекаменноугольной эпохе, когда впервые на площади прогиба отлагаются более мощные карбонатные породы, чем на прилегающих частях платформы и Западного Урала. Однако, в течение среднего и верхнего карбона специфическая седиментация в Предуральском прогибе еще слабо выражена и лишь с сакмарского века устанавливается режим осадконакопления, ярко отражающий тектоническое положение прогиба, как рва перед формирующимся складчатым Уралом.

Фациальная зональность сакмарско-артинской эпохи на территории Башкирского Приуралья впервые была правильно выяснена Д.Ф.Шамовым, разобравшим ее с большими деталями.

В сакмарский век, по его данным, на территории Башкирского Приуралья существовали три фациально резко различные полосы. Первая из них распо-

лагалась западнее Предуральского прогиба, обнимая области Рязано-Охлебининского вала и прилегающие к нему с запада территории. Здесь отлагались светлые органогенно-обломочные известняки, известные ныне под названием известняков аллагуватовского типа; примесь терригенных частиц в них совершенно ничтожна, часто менее 1%. Восточнее аллагуватовской фации на борту прогиба располагалась узкая полоса рифогенных известняков, мшанково-кораллово-гидрактиниодных, остатки которых образуют ныне погребенные Ишимбаевские нефтеносные массивы, горы-одиночки Шиханской структуры, рифовые массивы гор Змеиной и Липовой близ хребта Кара-тау на севере и т. д. Мощность сакмарских отложений в этой зоне значительно больше мощностей в зоне аллагуватовской фации и достигает 700–800 м. Еще восточнее, уже на дне прогиба, в сакмарское время отлагалась своеобразная весьма маломощная (<100 м) пачка плитчатых мергелей и глинистых известняков, в которых фаунистические остатки представлены лишь радиоляриями, “сферами” (неопределенного таксономического положения), спикулами губок, редкими аммонитами. Фузулины, столь обильные в обеих ранее описанных карбонатных зонах, здесь присутствуют лишь очень редко и обычно во вторичном залегании, будучи занесены сюда движениями воды с запада. Такого рода отложения были встречены рядом скважин в Юлдашевской депрессии и ее Смакавской ветви, по окраинам горы Тра-тау на Шиханской структуре, в ряде скважин Орловского профиля к югу от горы Тра-тау и в других местах. Несмотря на скудость органических остатков, все же выясняется, – по-видимому с полной достоверностью, – что маломощные мергельно-известняково-вые отложения вдоль осевой части Предуральского прогиба дают полный разрез сакмарского яруса и, таким образом, они стратиграфически эквивалентны значительно более мощным осадкам рифовой и аллагуватовской зон. При таких стратиграфических соотношениях неизбежен вывод, что маломощные мергельно-известняковые отложения осевой части Предуральского прогиба представляют собою гораздо более глубоководные образования сравнительно с синхроничными карбонатными фациями западного борта прогиба и Рязано-Охлебининской зоны. Для рифовых фаций глубины едва ли были большими 20–30 м. А так как мощность рифовых отложений к концу сакмарского века достигла 700–800 м, то это указывает, что центральные части Предуральского прогиба должны были к концу сакмарского века также прогнуться минимум на 700–800 м. Около 100 м из них были компенсированы сакмарскими известково-мергельными осадками, остальные же, ничем не компенсированные 600–700 м, способствовали возникновению геоморфологически резко выраженной, заполненной водою, рывины, протягивавшейся с SW на NE и лежавшей у подножия формиравшейся восточнее Уральской складчатой полосы. Из такой тектонической ситуации логически вытекает, что к востоку от маломощных мергельно-известняковых осадков в непосредственном соседстве с Уральской цепью должна была располагаться область мощных терригенных отложений, возникавших за счет разрушения пород поднимающегося Урала. Действительно, южнее Башкирского Приуралья такая зона терригенных отложений имеется и была прослежена В.Е.Руженцевым [1930] на значительном протяжении. На территории же Башкирии она отсутствует – несомненно вторично, в силу позднейшего размыва, ибо географически должна была располагаться в сакмарское время в области современных гор Западного Урала.

Таким образом, в сакмарское время в Башкирском Приуралье действительно намечается структурно-фациальная картина, отвечающая типу предгорного прогиба как по характеру осадков, так и по их своеобразному асимметричному расположению в пространстве – перед воздымающимся складчатым Уралом. При этом, судя по мощностям и фациям, центральная часть Преду-

ральского прогиба уже тогда представляла собою геоморфологически выраженную депрессию, не компенсированную осадками.

Разбирая фациальную зональность сакмарского века, Д.Ф.Шамов отметил, что дно прогиба возможно не представляло собою цельной монолитной ямы, но было усложнено локальными поднятиями, – “кордильерами”, – “эмбрионами” будущих структур Карлинско-Пастушинской, Николаевско-Воскресенской и др. Бурения 1942–1943 гг. принесли ряд фактов, указывающих, что перечисленные структуры действительно уже были заложены в общей форме в сакмарское время и высились на дне сакмарского моря, то образуя подводные отмели, то даже выходя из-под уровня моря. Признаками такого режима являются, с одной стороны, несомненные перерывы в сакмарской седиментации, установленные на своде Карлинской, Николаевской и Кинзибулатовской структур; с другой – наличие грубых карбонатных обломков в некоторых скважинах Смакаевской депрессии, находящихся вблизи Кинзибулатовского поднятия; эти обломки (по Д.М.Паузер-Черноусовой) чужды рифогенным массивам и были принесены с востока, с Кинзибулатовской структуры, тогда, очевидно, частично по временам выходявшей из-под воды.

Описанная только что структурно-фациальная картина удерживается в основных своих чертах и в нижнеартинское (лутугинское) время. Особенностью этой эпохи является лишь то, что область Предуральского прогиба, видимо, несколько урезывается с востока; она складчато деформируется и наращивает собою складки Уральской горной страны. В связи с этим, береговая линия бассейна мигрирует в западном направлении, что приводит к поступлению огромных масс терригенных частиц в западноуральскую полосу и к отложению здесь мощной терригенной лутугинской серии. Остатки глинистых частиц уносятся и западнее, ощутимо проявляя себя даже в рифогенной полосе.

Дальнейшие структурные изменения связаны с переходом от нижне- к верхнеартинской эпохе. В этот момент территория Башкирского Приуралья испытала тектонические движения, резко отличные от того, что можно было видеть до сих пор. Если в течение верхнекаменноугольной, сакмарской и нижнеартинской эпох положительные движения вверх (“толчки”) ограничивались практически только площадями мелких локальных поднятий внутри прогиба, то на грани нижне- и верхнеартинской эпохи поднятия затронули всю площадь прогиба. Вся эта огромная область как единое целое была приподнята и подверглась глубокому размыву. В процессе денудации и были созданы, как геоморфологические формы, эрозионные останцы погребенных Ишимбаевских массивов, стерлитамакских гор-одиночек, а на Кинзибулатовской, Карлинской и Николаевской структурах были уничтожены осадки, местами вплоть до швагериновых, местами же и швагериновые. Эти же движения на грани нижне- и верхнеартинских веков привели к отчетливому оформлению почти в современной форме всех мелких положительных и отрицательных структур сакмарско-артинских пород, усложняющих территорию прогиба. Доказывается это обстоятельство тем, что фации верхнеартинских слоев отчетливо “чувствуют” возникший в результате предверхне-артинских движений рельеф. Вблизи эрозионных рифовых останцев Ишимбая и Шиханов, а также по соседству со структурами Кинзибулатовской, Карлинско-Пастушинской и другими, отлагаются мощные шлейфы карбонатных брекчий, достигающие порою свыше 100 м мощности (скв. 5/33, 6/33) с обломками (глыбами) в 20–30 см и даже до 1–3 м. Вдали от названных положительных форм рельефа осаждаются тонкозернистые глинисто-карбонатные породы с радиолариями, спикулами губок, рыбьей чешуей, остракодами.

Отчетливо дифференцировавшись в предверхнеартинскую орогеническую фазу и в верхнеартинское время, современные сакмарско-артинские структу-

ры продолжали медленно (эволюционно) расти во все кунгурское время, что доказывается стратиграфическим разрезом и мощностями кунгурских отложений. Как будет подробно изложено в главе III, наиболее полный стратиграфический мощный разрез этих осадков локализуется в современных депрессиях сакмарско-артинского ложа: только в них и наблюдаются нижнекунгурские соленосные отложения. Над эрозионными рифовыми останцами и над мелкими положительными структурами артинского фундамента кунгур представлен лишь средним и верхним (бессолевыми) своими горизонтами и потому относительно маломощен.

Дальнейшая верхнепермская история дислокаций сакмарско-артинского фундамента для наиболее изученной южной части Башкирского Приуралья улавливается с гораздо меньшей отчетливостью благодаря осложняющему влиянию формирующейся в это время пластической (соляно-ангидритной) тектоники кунгура; последняя в первую очередь влияет на локализацию и мощность уфимских отложений и определяет их стратиграфический разрез. Все же, следя за ходом формирования самой соляной тектоники, можно сквозь вуаль солянотектонических нарушений уловить два наиболее крупных момента усиления тектонических движений сакмарско-артинского ложа. Из них первый приходится на конец формирования галогенной формации – перед отложением верхнепермских красноцветов, второй – на конец верхнего палеозоя вообще (после возникновения уфимских красноцветов). Послепалеозойские тектонические изменения сакмарско-артинского фундамента не улавливаются и, по-видимому, в сколько-нибудь заметной степени отсутствуют.

Из сказанного видно, что развитие современных тектонических форм Башкирского Приуралья хронологически укладывается в рамки верхнепалеозойской орогении Урала вообще и представляет периферическую (пространственно) часть этого грандиозного процесса.

Имея это в виду, мы можем с достаточной степенью уверенности ответить на вопрос: что же представляло собою структурно и геоморфологически артинское ложе к началу кунгурской седиментации?

К началу кунгура структурное и геоморфологическое расчленение поверхности сакмарско-артинских пород существовало в том же географическом плане, как оно есть теперь, но было, очевидно, выражено несколько слабее. В частности, средний уровень артинского ложа на площади Рязано-Охлебининского вала не так резко отличался от положения этого ложа в области Предуральяского прогиба, а поднятия внутри последнего (Николаевско-Воскресенское и др.) не так высились над прилежащими депрессиями (Бельской, Симской, Салиховской и др.), как теперь. Точная количественная оценка этого различия пока не может быть дана, но наличие самого различия сомнений не вызывает, поскольку рост сакмарско-артинских структур продолжался и в кунгурское и в верхнепермское время. Добавим к этому, что складчатая оторочка сакмарско-артинских пород вдоль восточного края прогиба (на месте современных западноуральских выходов артинских пород) к началу кунгура еще отсутствовала и эта территория входила в состав прогиба, протянувшегося по западноуральской зоне на некоторое расстояние в сторону современного горного Урала.

Интерес кунгурской эпохи в общей тектонической эволюции Башкирского Приуралья – во время верхнего палеозоя – в том и состоит, что современные структурные элементы, заложенные в предыдущие эпохи (особенно же в предверхнеартинскую орогеническую фазу) теперь медленно, – эволюционно, – подрастают, дифференцируются, резче проступают.

Проследить этот процесс, отметить его отражение в стратиграфии и тектонике кунгура и представляет одну из задач предлагаемого исследования.

### Глава III

## Типы разрезов Ишимбаевского кунгура и их корреляция

Чтобы подойти к разрешению вопроса об объективной стратиграфии ишимбаевского кунгура, полезно эту общую задачу расчленить на две частных, взаимосвязанных. Учитывая, что количество буровых разрезов огромно и что сами они достаточно разнообразны, необходимо в первую очередь систематизировать эти разрезы, объединив их в некоторые группы или естественные типы, различающиеся один от другого какими-либо существенными и бросающимися в глаза литологическими признаками; одновременно нужно выяснить пространственное распространение каждого типа, картировать его. Когда подобного рода предварительная работа будет проделана, возможно перейти ко второй и главной части исследования – к корреляции типов, применив для этого, по возможности, весь арсенал имеющихся сейчас в нашем распоряжении методов.

Необходимость предварительной группировки частных разрезов в естественные типы осознавалась уже и предшествующими исследователями, выделявшими для Ишимбаевского района два [Богданов, 1942] или три [Катков, 1940] литологических типа кунгура. Изучение этих типов показывает, однако, что они далеко не охватывают всего разнообразия имеющихся частных разрезов, недостаточно подробны и иногда не обнаруживают четко продуманных принципов группировки [Катков, 1940]. При отсутствии органических остатков в основу выделения типов нужно взять, конечно, литологический состав колоннок, но не в деталях, а в грубых основных чертах его. Присутствие в разрезе какого-либо нового класса пород, отсутствующего в других разрезах, или даже особо сильное развитие в нем пород, слабо представленных в других колонках, наконец, изменение в последовательном напластовании пород, – все эти признаки достаточны с точки зрения литологической группировки для обособления типов разрезов. Принимая эти принципы, легко убедиться, что для ишимбаевского кунгура следует выделить не два и не три, а по крайней мере пять естественных и хорошо различимых типов, которые мы будем называть в дальнейшем: покровско-рязановским, аллагуватовским, соленосным, надмассивным, аллакаевским. Ниже излагаются кратко характерные черты этих типов.

### 1. Покровско-рязановский тип кунгура

Сюда относятся разрезы скв. 3/11, 4/11, 5/11, 6/11, 7/11 у с. Покровки, скв. 3/4 у с. Аллагуатова и всех скважин у с. Рязановки, своеобразие которых и отличие от более восточных разрезов кунгура давно обратили на себя внимание исследователей. Совокупностью своею перечисленные пункты намечают обширную западную полосу, приуроченную к приподнятой области артинского фундамента (рис. 3–5). Во всех названных скважинах разрез кунгура начинается толщей желтовато-бурых, плотных, иногда афанитовых доломитов 25–100 м мощностью, иногда (Рязановка) переслоенных ангидритами. Обычно доломиты эти немые, но в верхней части их встречаются ракушняковые прослои пеллеципод, раковины брахиопод, а местами скопления оолитов и остатки водорослей. А.А. Трофимуком эта верхняя часть карбонатной пачки выделена

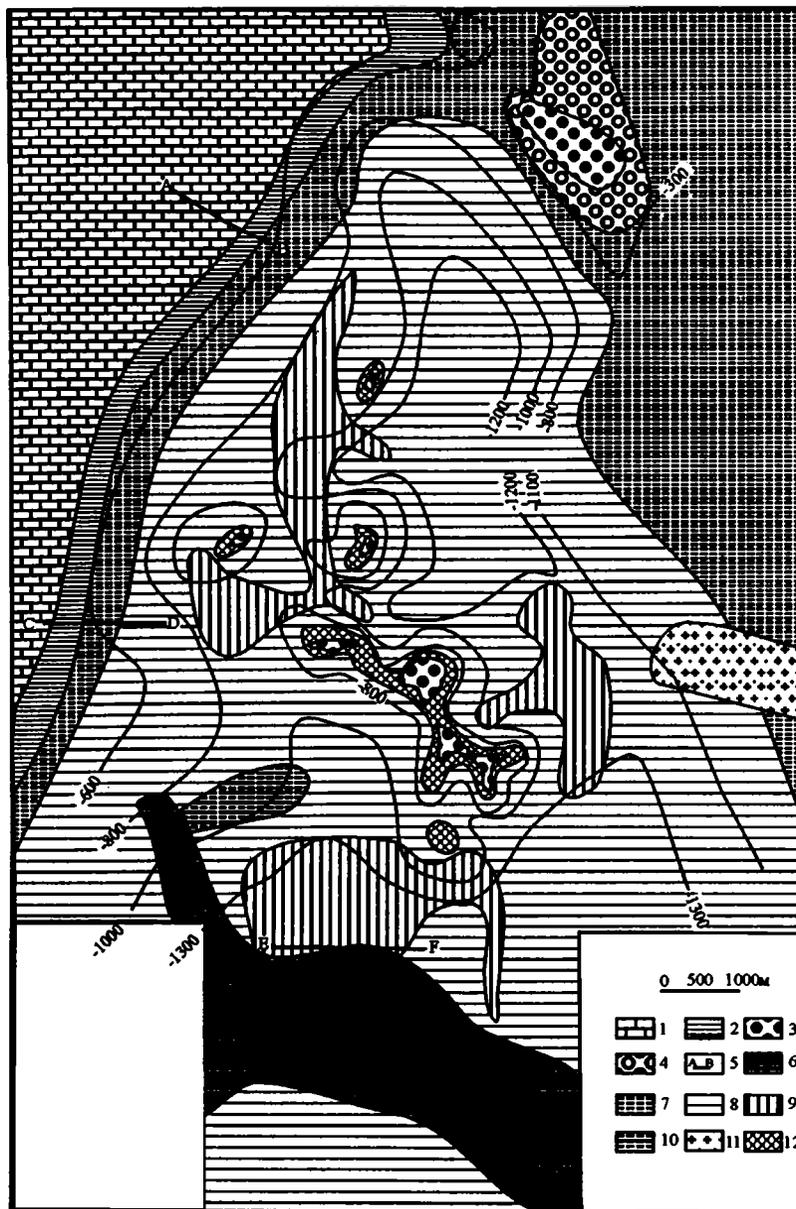


Рис. 3. Типы разрезов кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья

1 – покровско-рязановский тип; 2 – аллагуватовский тип; 3 – надмассивный тип – достоверное распространение; 4 – надмассивный тип – предполагаемое распространение; 5 – профили, демонстрирующие строение соленосного горизонта; 6 – аллакаевский тип; 7–12 – соленосный тип: 7 – периферическая область первично маломощных солей, суммарная мощность их меньше 100 м, 8 – область первично мощной солевой аккумуляции (центральная станция), 9 – участки вторичной тектонической аккумуляции каменной соли, 10 – области вторичных (тектонических) выжиманий соли, 11 – область резкого обогащения соленосного горизонта глинистыми породами (Байгузинская фация), 12 – области вторичной (тектонической) аккумуляции каменной соли на погрешенных Ишимбаевских массивах

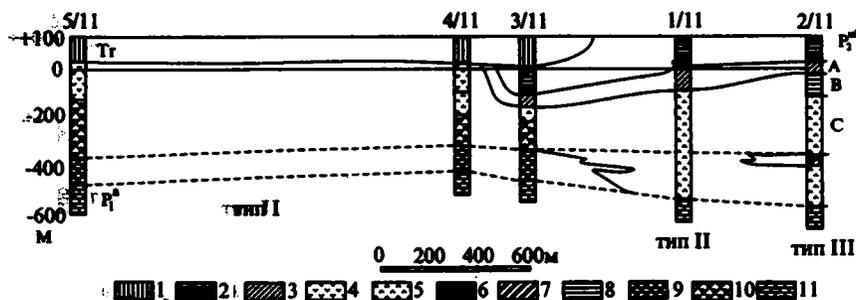


Рис. 4. Типы разрезов кунгура и их корреляция на профиле с. Покровка  
 1 – третичные отложения; 2 – уфимские отложения; 3 – переходная толща кунгура; 4 – верхний кунгур; 5 – ангидриты кунгура; 6 – каменная соль; 7 – соль с прослоями ангидрита; 8 – глины с прослоями ангидрита; 9 – доломиты и известняки кунгура; 10 – ангидриты с прослоями и пятнистыми включениями доломита; 11 – артинские отложения

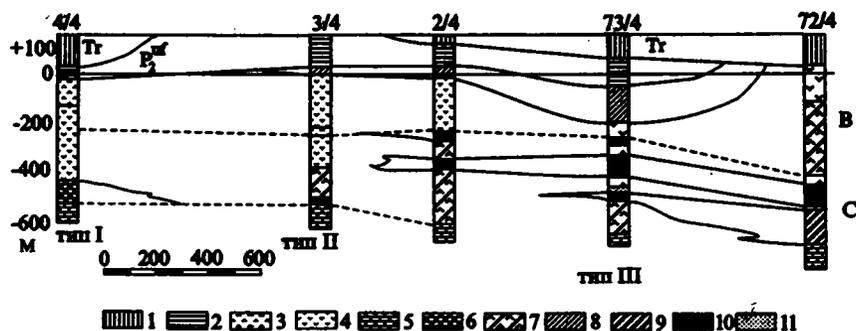


Рис. 5. Типы разрезов кунгура и их корреляция на профиле у с. Алтагуватово  
 1 – третичные отложения; 2 – уфимские отложения; 3 – гипсы кунгура; 4 – ангидриты кунгура; 5 – артинские отложения; 6 – доломиты и известняки кунгура; 7 – ангидриты с прослоями и пятнистыми включениями доломита; 8 – переходная толща; 9 – соль с прослоями ангидрита; 10 – каменная соль; 11 – пески

под названием оолитово-водорослевых известняков и доломитов. Над доломитной пачкой располагается гораздо более мощная гипсово-ангидритная. В нижней части она складывается чистыми голубыми массивными ангидритами, содержащими частые включения доломитов в виде пятен и тонких прослоев; порою наблюдается тонкослоистое чередование ангидритов и доломитов. Несколько выше в ангидрите проходят мощные прослои доломитов (2–3), иногда с фауной пеллеципод, а затем – следуют гипсы с тонкими прослоями и включениями глин. По направлению вверх отчетливо замечается обогащение гипсов глинистым материалом, так что в конце концов порода представляет собою глинисто-мергельную основу, в которую вкраплена масса крупных, хорошо ограненных кристаллов гипса.

На размытой поверхности гипсово-ангидритной пачки располагаются обычно третичные осадки. Но в нескольких крайних восточных скважинах (например, скв. 3/11) разрез сохранился полнее – и здесь над гипсово-ангидритной пачкой сохраняется так называемая переходная толща, сложенная красными глинами и мергелями с тонкими прослоями гипсов. Подробное изучение этой толщи показало, что образующие ее породы во всех решитель-

но отношениях сходны с породами кунгура, за исключением красной окраски (в кунгуре вторично утраченной и замененной серыми тонами), почему нам и представляется правильным, вслед за А.А.Богдановым, относить переходную толщу еще к кунгуру.

Большой интерес представляет вопрос о контакте с подлежащими артинскими породами. К сожалению, сохранившийся керн не позволяет непосредственно наблюдать этот контакт и о характере его приходится догадываться на основании косвенных данных. Чисто петрографически породы кунгура весьма сходны с породами артинскими: в обоих случаях это буроватые, пахнущие нефтью (иногда весьма темные) доломиты и известковистые доломиты. Палеонтологически породы ложа относятся к зоне *Ps. lutugini* Moell. Все это — показания в пользу допущения согласного налегания кунгурских пород на артинские и в пользу постепенного перехода от одних к другим. Но наряду с этим имеются не менее важные и противоположения. Дело в том, что непосредственно к востоку от покровско-рязановской зоны идут участки, на которых кунгур лежит на более древних горизонтах артинских пород и заведомо отделен от них поверхностью размыва. Поскольку мощность кунгура в этих более восточных участках близки к мощностям в покровско-рязановской зоне, можно думать, что и в покровско-рязановской зоне перерыв имеется, но только слабее выражен морфологически, чем далее на восток.

Подтверждением такого заключения служит любопытное, впервые отмеченное А.А.Трофимуком [1942], обстоятельство, что в скважинах, где заведомо артинские — богатые криноидеями и мшанками — породы поднимаются выше, мощность базальной карбонатной пачки падает, и наоборот: Общая мощность кунгурского разреза в покровско-рязановском типе около 500 м.

## 2. Аллагуватовский тип кунгура

Второй или алагуватовский тип кунгура (см. рис. 4 и 5) (выделяемый впервые) распространен восточнее предыдущего и обнимает территорию от скв. 3/4 (у Аллагуватово) к скв. 1/11 у с. Покровка, протягиваясь узкой полосой, обрамляющей предыдущую зону. В рельефе артинского ложа осадки этого типа также занимают участки, отвечающие, главным образом, западному борту Предуральяского прогиба. Как видно из рис. 6 и 7, над карбонатными породами артинского возраста, принадлежащими зоне *Ps. urdalensis* Rauss., в этом типе непосредственно располагается мощная толща ангидритов, вверх сменяющихся гипсами, вначале чистыми, затем — все более глинистыми. Над гипсово-ангидритной толщей лежит переходная свита того же состава, что и ранее (на западе), но заметно более мощная. Общая мощность кунгура в полосе, охватываемой скв. 3/4 и 1/11, — около 525–612 м.

Сопоставляя описанный разрез с разрезом покровско-рязановской зоны, легко отметить, что отличия его касаются, главным образом, низов и верхов кунгура. В основании отсутствует 75–100-метровая толща карбонатов, сверху же увеличена мощность переходной толщи.

Ангидриты основной части кунгура в разрезах скв. 3/4 и 1/11 весьма сходны с ангидритами предшествующей зоны. Они также довольно чистые, особенно внизу, вверх же постепенно обогащаются пелитовым материалом. Количество глинистых прослоев, однако, заметно увеличено, и это устанавливается не только по обилию включений глины по трещинам (следы раздавленных, размятых глинистых пропластков), но и по наличию обособленных глинистых пластов небольшой мощности. Доломит встречается обычно в виде пятнистых сингенетичных включений в ангидрите, приурочиваясь чаще к

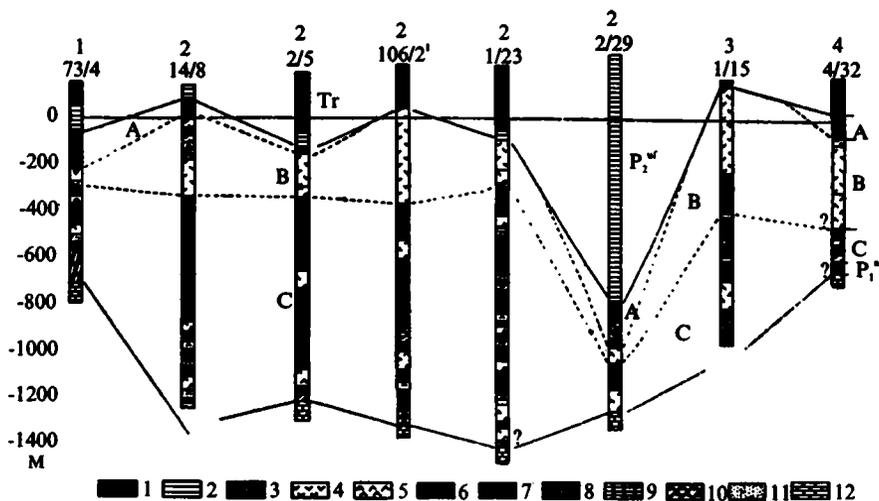


Рис. 6. Соленосный тип разреза кунгура Ишимбаевского Приуралья

1 – трегичные отложения; 2 – уфимские отложения; 3 – переходная толща; 4–12 – кунгурские отложения: 4 – гипсы, 5 – ангидриты, 6 – каменная соль, 7 – каменная соль с прослоями ангидрита, 8 – глины, 9 – доломиты и известняки, 10 – ангидриты с прослоями и включениями доломита, 11 – пески, 12 – артинские отложения

Цифры над колонками: 1 – разрез западной окраины соленосного типа – область первичного выклинивания каменной соли; 2 – разрез центральной фации соленосного типа – в области первичного мощного развития каменной соли. Скв. 14/8, 2/5, 106/2, 1/23 располагаются на соляноTECTонических поднятиях; скв. 2/29 – в мульде кунгура. А – переходная толща; В – гипсово-ангидритовый горизонт; С – соленосный горизонт

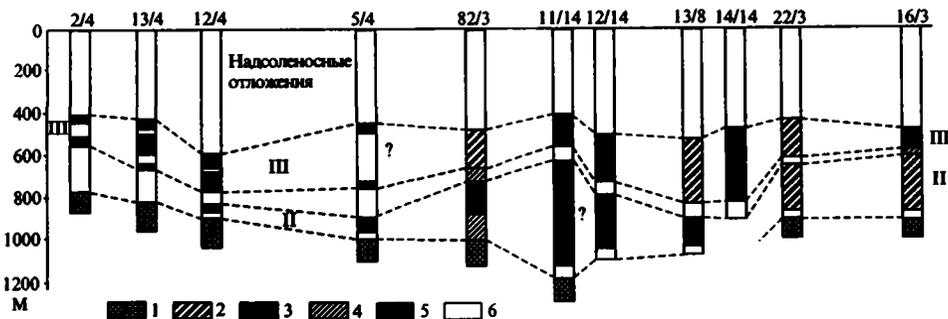


Рис. 7. Строение соленосного горизонта

Условные обозначения к рис. 7–11, 13

1 – артинские отложения; 2 – соль с прослоями ангидрита; 3 – каменная соль; 4 – ангидрит с прослоями соли; 5 – глины; 6 – ангидриты; I, II, III – номера солевых комплексов

низам ангидритной толщи. Обособленные доломитовые прослои в средних горизонтах ее отсутствуют, либо представлены единично.

### 3. Соленосный тип кунгура

К востоку от кунгура аллагуватовского типа буровые скважины начинают вскрывать пласты солей и чем далее к востоку, тем в большем количестве.

Появление в разрезе большими массами этой новой характерной породы нам кажется достаточным основанием к тому, чтобы, по примеру других исследователей, обособить эти восточные разрезы от предыдущих и выделить их в новый – соленосный ишимбаевский тип.

Область распространения соленосного типа огромна. К нему принадлежат разрезы буровых скважин на площадях сел Яр-Бишкадака, Кашкары, Аллакаева, Юлдашева, Ю. Термень-Елги, на южной оконечности шиханской зоны, а также на территории к востоку от Ишимбаевских массивов (Смакаево, Байгузино, М. Баиково) и к востоку от Шиханов (см. карту, рис. 3). Западная граница этого типа проводится очень определенно, что же касается восточной и северной границ, то они менее ясны. На севере соленосные отложения достоверно устанавливаются еще в скв. 107 у Нового шихана; севернее же данные о них отсутствуют и, по-видимому, самые отложения эти здесь исчезают. Восточная граница проходит где-то к востоку от сел Байгузино–Ново-Николаевка, возможно на недалеком расстоянии. К югу соленосный тип заведомо уходит южнее широты сел Юлдашево–Скворчиха, но сколь далеко – не ясно. В рельефе артинского ложа соленосный тип отчетливо приурочен к зоне депрессий, не поднимаясь или лишь слегка поднимаясь на поверхность погретенных массивов.

На рис. 6 воспроизведен ряд буровых колонок, дающих достаточное представление о строении соленосного типа разреза кунгура.

Намечаются три хорошо выдерживающихся горизонта. Нижний, – или собственно соленосный, – состоит из более или менее мощных пластов каменной соли, чередующихся с тонкослоистыми (иногда плитчатыми) ангидритами, а в нижней части с терригенными породами – глинами, песчанистыми глинами, частью конгломератами. Средний (гипсово-ангидритовый) горизонт образован массивными ангидритами и гипсами, иногда с прослоями серых глин, особенно в верхней части, где намечается иногда хорошо выраженная глинистая пачка. Верхний горизонт складывается обычной переходной толщей.

Уже давно исследователям бросилась в глаза необычайная изменчивость разреза соленосного типа, приводящая к тому, что иногда соседние скважины, отстоящие одна от другой всего на 0,75–1,0 км, не могут быть убедительно попластово увязаны. Переходная толща то раздувается до больших мощностей, достигающих 200 и более метров, то сокращается до немногих десятков метров и даже исчезает совсем. Гипсово-ангидритовый горизонт присутствует всегда, но колеблется в мощности от 80 до 528 м. В соленосном горизонте на одном и том же батиметрическом уровне в ближайшем соседстве встречаются то каменные соли, то ангидриты, то глины; соль то чудовищно раздувается, давая пласты в сотни метров, то резко сокращается, сходя почти на нет; так же варьирует и общая мощность соленосного горизонта. Исследователи, занимавшиеся до сих пор ишимбаевским кунгуром, склонны были видеть в этой пестрой картине современного строения соленосной толщи первичную резкую фациальную изменчивость соленосных осадков и сообразно с этим рисовали очень сложную картину условий седиментации в эпоху отложения солей. Последние казались им (особенно А.А.Варову, за ним П.И.Преображенскому) возникшими в серии обособленных бассейнов, быстро менявших очертания, то умиривших, то вновь возникавших и т. д. Нам представляется такое толкование изменчивости разреза соленосного типа кунгура неубедительным. Ниже, в главе о тектонике, будут приведены обильные и совершенно бесспорные доказательства разнообразных сложных и весьма закономерных внутрифациальных перемещений пластов соли (частью ангидритов и глин), которые они претерпели в процессе послекунгурских деформаций соленосной толщи. При этих перемещениях отдельные пласты в разрезе резко вспучивались, дру-

гие утонялись до полного выклинивания. И так как вспучивания и выклинивания были очень ограничены по площади, то результатом их и явилась резкая пространственная изменчивость соленосного разреза. Таким образом, в отличие от предшествующих исследователей, мы склонны полагать, что первоначально в процессе седиментации строение соленосного горизонта характеризовалось отнюдь не той пестротой, какая свойственна ему сейчас, а, наоборот, относительной простотой и выдержанностью слагающих ее пластов и во всяком случае их пачек, комплексов.

Если это соображение верно, то законно исследовать, полностью ли стерты сейчас всякие следы бывшего наличия в соленосном горизонте выдержанных пачек или же, внимательно сопоставляя разрезы, можно с известной долей вероятности указать эти пачки и сейчас, после того, как они нарушены последующими внутрипластовыми перемещениями?

Чтобы решить этот вопрос, рассмотрим четыре нижеследующих стратиграфических профиля, проведенных через основные районы развития солей (рис. 7–11). Первый из профилей – от скв. 2/4 до скв. 22/3 – проходит вначале

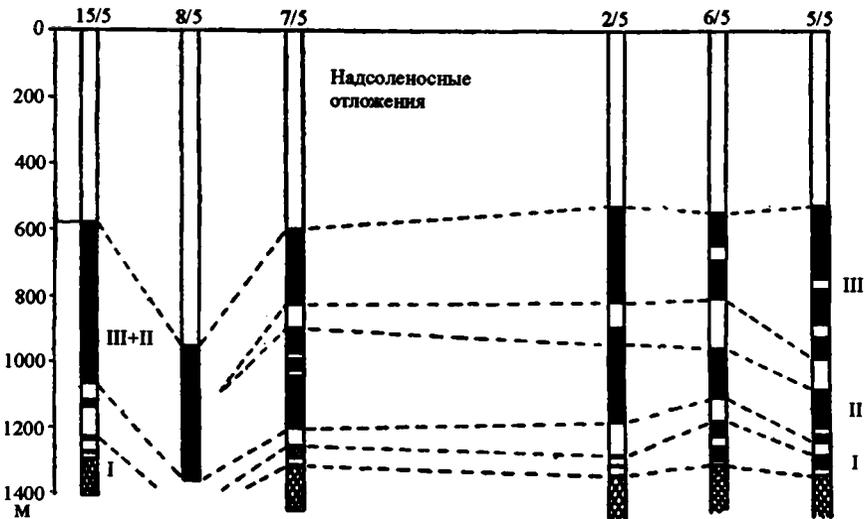


Рис. 8. Строение соленосного горизонта  
Условные обозначения см. на рис. 7

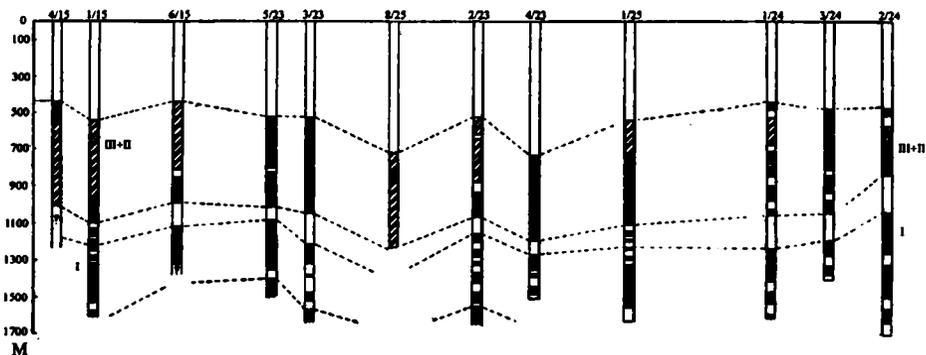


Рис. 9. Строение соленосного горизонта  
Условные обозначения см. на рис. 7

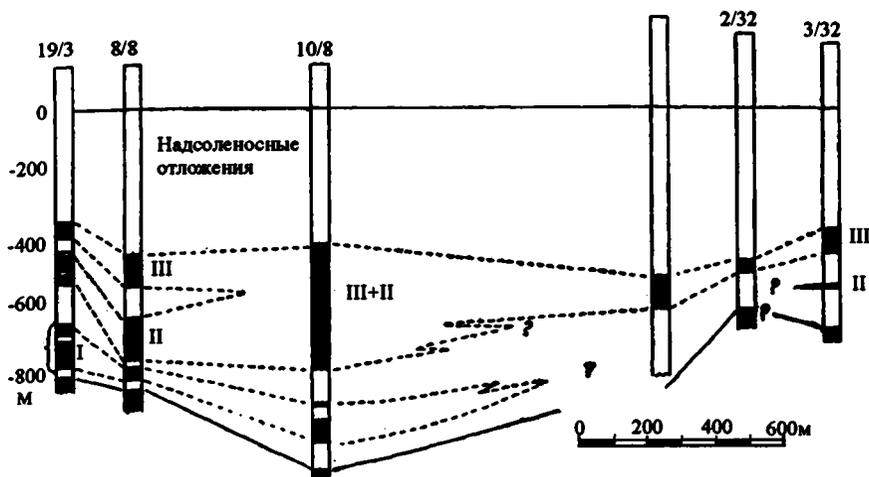


Рис. 10. Строение соленосного горизонта  
Условные обозначения см. на рис. 7

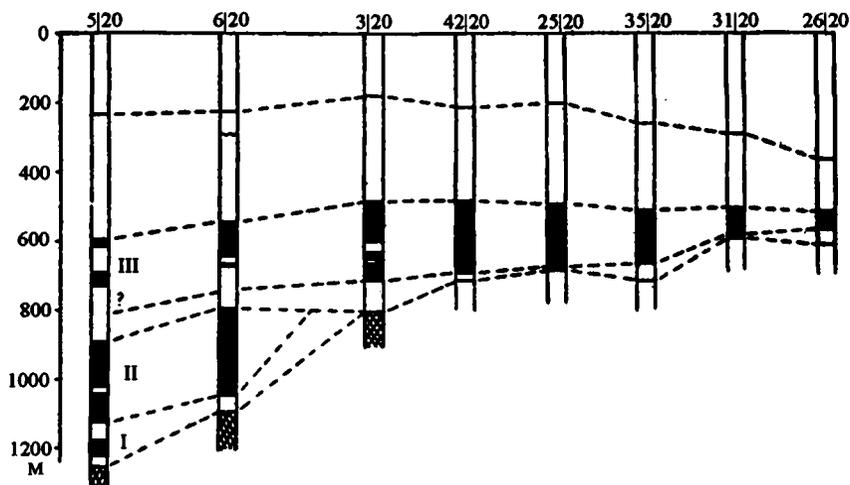


Рис. 11. Строение соленосного горизонта  
Условные обозначения см. на рис. 7

(скв. 2/4 до скв. 5/4) по области первичных слабо нарушенных мощностей соли, а затем – по области вторичных нагромождений соли (Аллагуватово-Покровское и Кусяпкулово-Ишимбаевское вздутия). Второй и третий профиль (скв. 15/5, 8/5, 71/5, 2/5, 6/5, 5/5, 4/15, 1/15 и т. д.) обнимают скважины в области несомненных вторичных скоплений соли. Четвертый профиль захватывает как области скопления, так и участки выжимания солей (шиханская зона).

Рассматривая первый из названных профилей, нетрудно убедиться, что солевая масса образует здесь два хорошо различимых комплекса, протягивающихся через все скважины и разделенных очень устойчивым ангидритовым пластом от 30 до 140 м мощностью. Некоторые колебания мощностей каждо-

го комплекса от одной скважины к другой легко объясняются неодинаково сильным тектоническим сжатием их в разных пунктах. Во втором профиле более южные скважины (5/5, 6/5, 2/5) показывают три хорошо обособленных солевых комплекса, разделенных ангидритовыми пластами; на севере (скв. 15/5, 8/5) два верхних комплекса благодаря выпадению (вероятно вторичному) промежуточного ангидритового пласта сливаются в одно целое, тогда как нижний комплекс удерживается как самостоятельное образование. Нельзя не заметить при этом, что разрезы скв. 76/3 и 26/3 первого профиля весьма напоминают разрезы скв. 15/5, 8/5 и 71/5 профиля второго. Сходство проявляется, во-первых, в том, что мощности двух солевых комплексов первого профиля весьма близки к мощностям двух верхних комплексов в скв. 15/5, 8/5, 71/5 профиля второго; во-вторых, в том, что разделительный ангидритовый пласт между верхним и вторым сверху соляными комплексами в обоих случаях очень слабо выражен. Отсюда становится весьма вероятным, что комплексы первого профиля прямо отвечают двум верхним комплексам профиля второго. Третий, базальный, комплекс второго профиля в западных разрезах отсутствует совсем и представляет специфическую черту скважин смакаевской артинской депрессии.

В 3-м профиле мы вновь обнаруживаем только два солевых комплекса, разделенных повсеместно очень устойчивым ангидритовым пластом.

При сопоставлении разреза со смакаевскими скважинами следует исходить из того, что совокупная мощность двух верхних смакаевских комплексов (с разделяющим их ангидритовым пластом) очень близко отвечает мощности верхнего комплекса скв. 4/15, 5/15 и т. д. до 1/24, 2/24, 3/24. При одинаковости слагающих эти комплексы пород такое сходство в мощностях указывает, по-видимому, на то, что стратиграфически сравниваемые единицы эквивалентны и что в мощном верхнем соляном комплексе южного профиля мы имеем дело со слитыми (вторично?) двумя верхними комплексами скв. 5/5, 6/5, 2/5 и их аналогами в первом (западном) профиле. Нижний комплекс южного профиля при такой корреляции соответствовал бы базальному комплексу южносмакаевских скважин (5/5, 6/6, 2/5), но, в отличие от последнего, развит не в виде небольших солевых пластов, а очень мощно, в виде солевого комплекса, равноценного каждому из двух верхних. Последнее обстоятельство неудивительно, ибо уже в южносмакаевских скважинах намечается обогащение базального комплекса солью.

В четвертом профиле мы опять наблюдаем три солевых комплекса, разделенных ангидритовыми пластами, причем на севере, в скважинах Орловки<sup>4</sup>, два из этих комплексов, по всей видимости нижние, выклиниваются, замещаясь толщей плитчатых мергелей и слоистых ангидритов. Общее сходство разреза южного конца профиля IV с разрезом восточного конца профиля первого заставляет думать, что и в четвертом профиле развиты те же солевые комплексы, что в ранее описанных.

Все вышеприведенные заключения базируются на простом морфологическом сопоставлении разрезов соленосного горизонта без соответствующего подкрепления какими-либо другими данными, хотя бы, например, минералогического анализа. Это зависит от того, что керн (и шлам) соленосного горизонта сохранился лишь в ничтожнейшем количестве и поставить на нем какие-либо специальные стратиграфические исследования было невозможно. Нужно заметить, однако, что сами по себе сопоставления, сделанные выше, таковы, что в большинстве случаев являются единственно возможными и не содержат в себе каких-либо явных и неправдоподобных натяжек. Вот почему,

<sup>4</sup> Индексы 1/32, 2/32 и др.

вполне сознавая недостаточную формальную аргументированность наших заключений, мы все же считаем возможным выдвинуть в качестве рабочей гипотезы схему, по которой в составе соленосного горизонта существуют три солевых комплекса с присущими каждому индивидуальными особенностями.

Наиболее ограничен в своем распространении нижний базальный комплекс. В своем полном объеме и нормальной мощности он известен лишь в Юлдашевской депрессии и на юге Смакаевской ее ветви; в средней части последней он резко сокращается в мощности, но в северо-западной трети опять несколько раздувается. В Юрматинской депрессии, особенно в северной части ее, базальный комплекс отсутствует, равно как и во всех скважинах орловского профиля. Средний комплекс устойчивее нижнего и прослеживается в нормальном развитии от крайнего юга до скв. 22/2, но затем быстро утоняется и исчезает из разреза совсем. Некоторое утонение показывает он и в области орловского профиля. И только верхний комплекс сохраняется на всей площади развития соленосного горизонта, доходя до его крайней границы и также уменьшаясь в мощности перед окончательным выклиниванием.

Для целей дальнейшего исследования весьма интересен вопрос об отношении солевых комплексов к погребенным массивам. Чтобы правильно расшифровать его, необходимо предварительно познакомиться с распространением солей на массивах. Оно достаточно оригинально. На основных массивах (Западном, Восточном, Южном, Буранчинском, Кузьминовском) соль распространена довольно мало (рис. 12). Центральные, наиболее приподнятые части этих массивов лишены солей совсем; лишены их и почти все мысообразные выступы массивов, если даже мы спускаемся здесь на очень низкие изогипсы. Соль на центральных массивах располагается почти исключительно на вогнутых сторонах массивов, причем и здесь мощность ее обычно не достигает 200 м, — чаще же бывает меньше 100 м. Очень своеобразен характер верхней границы соленосной толщи на центральных массивах. Она не привязана к какой-либо изогипсе, наоборот, явным образом не считается с рельефом массивов, образуя то узкие выступы, идущие далеко вверх, то такие же вырезы, идущие глубоко вниз; внутри бессолевой площади попадаются иногда изолированные, крайне незначительные пятна соли и, наоборот, внутри соленосной площади — такие же пятна отсутствия солей. Интересна морфология некоторых выступов, например, выступа на южном борту западного массива, обозначенного скв. 122/1, 16/1, 29/1. Длина солевого выступа здесь около 120 м, ширина (в основании) тоже около 120 м, толщина 81 м. Получается фигура, имеющая вид удлиненного штока или столба соли. По поводу же отрицательного выступа на Восточном массиве можно сказать, что он представляет собою глубокую ложбину, вырезанную в соленосной толще. Такой характер положительных и отрицательных выступов соленосной толщи на массивах, независимость ее верхней границы от определенной изогипсы, приуроченность солей, главным образом, к вогнутым частям контуров массивов и отсутствие соли на мысообразных выступах массивов, — все это черты, которые трудно (если только возможно вообще) толковать как первичные седиментационные особенности залегания солей. Правильнее, по-видимому, считать, что они — результат вторичных перемещений соли и, в частности, результат надвижения ее из окружающих депрессий на массивы. Тогда все перечисленные выше особенности залегания солей на массивах получили бы простое и исчерпывающее объяснение. Но если это так, то по отношению к центральным массивам следует принять, что в первоначальном своем залегании соленосные пласты едва достигали современной изогипсы -600 м и едва ли сколько-нибудь заметно перешагивали ее (от -600 до -500?). То же самое относится, по-видимому, и к массивам Термень-Елгинскому и Кусяпкуловскому. Правда,

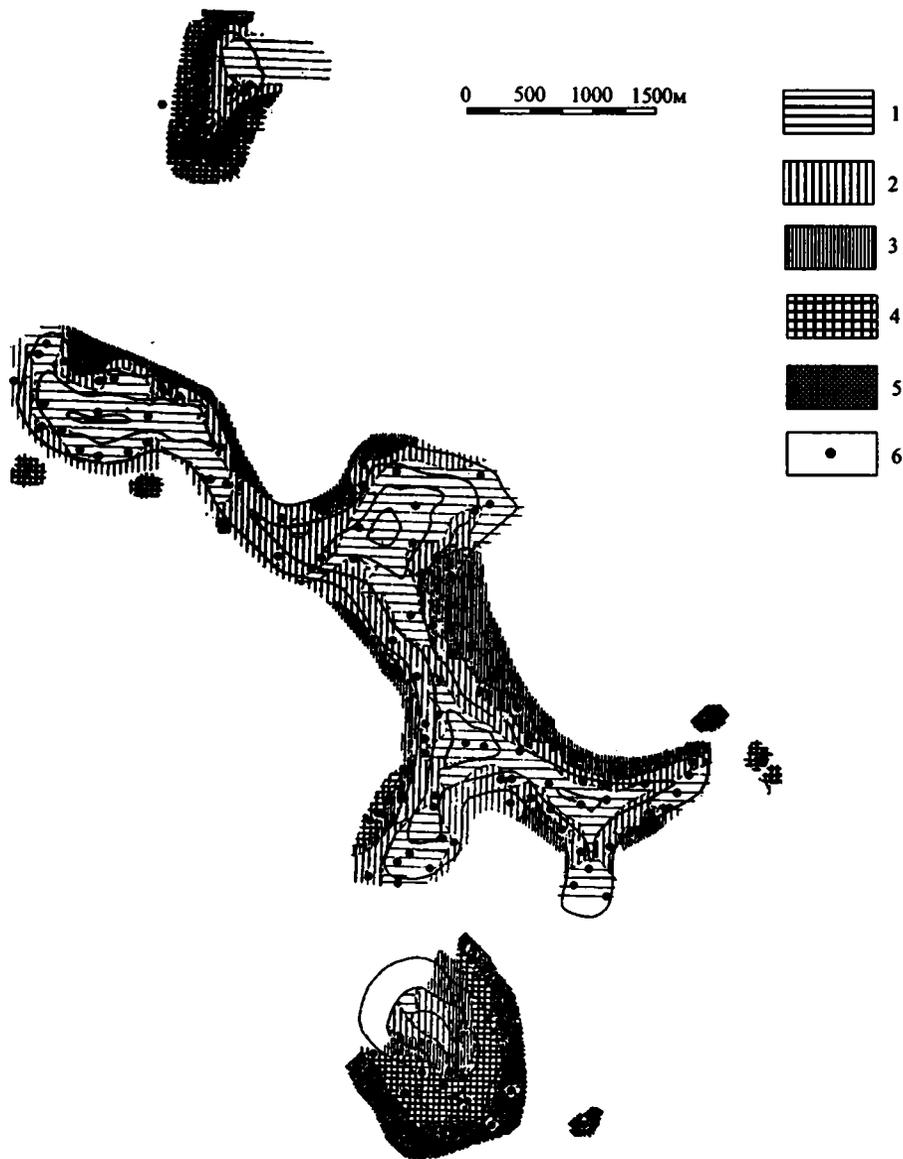


Рис. 12. Суммарные мощности каменной соли на территории Ишимбаевских погребенных массивов (Составил Н.М.Страхов в 1941 г.)

1 – соли нет; 2–5 – мощность соли, м: 2 – 0–100, 3 – 100–200, 4 – 200–300, 5 – >300; 6 – скважины

наиболее приподнятые участки этих массивов ныне покрыты солью. Учитывая, однако, что абсолютные высоты обоих этих массивов мало чем уступают высотам некоторых центральных (например, Кузьминовского и Буранчинского) и что в структуре известнякового фундамента отсутствуют указания на наличие дифференциальных движений периферических массивов относительно центральных, следует считать, что аномальное залегание солей на вершинах Кусяпкуловского и Термень-Елгинского массивов было связано с

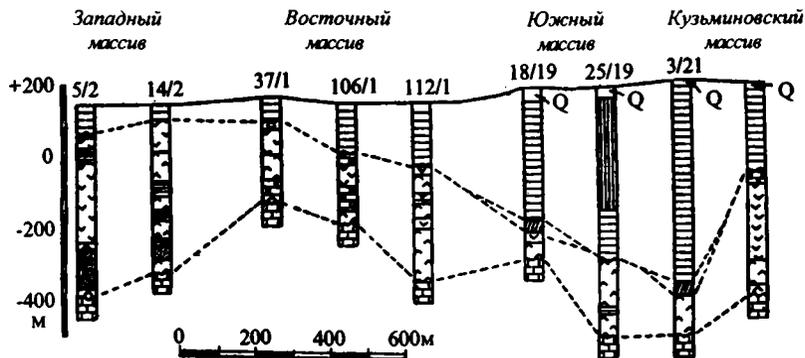


Рис. 13. Разрезы кунгурских отложений над погребенными Ишимбаевскими массивами

Условные обозначения см. на рис. 7

последующим тектоническим перемещением соленосных пластов туда. Тот факт, что Термень-Елгинский и Кусяпкуловский массивы находятся на краях очень обширных нагромождений солей (см. главу V), может только подтвердить сказанное.

Итак, в первоначальных, не нарушенных позднейшими деформациями, условиях соль присутствовала лишь у подножия погребенных массивов, отсутствуя на их вершинах и склонах.

Обращаясь теперь к стратиграфической увязке этой соли у подножия массивов с солевыми комплексами депрессий, мы без труда можем убедиться в том, что надмассивная соль принадлежит всегда и без исключений верхнему солевому комплексу депрессий. Лишь в единичных случаях (Термень-Елга, Кусяпкуловский массив) имеются намеки на захождение на массив самых верхов среднего комплекса. Рис. 13 демонстрирует такие соотношения достаточно ярко.

Кроме изменений петрографического состава соленосного горизонта по вертикали, ему свойственна некоторая фациальная изменчивость по горизонтали, причем проявляется она в разных формах.

По западной окраине соленосного типа (на окраине артинской депрессии) разрез соленосного горизонта отличается слабым развитием солей, что проявляется как в малой суммарной мощности солей, так и в малочисленности солевых пластов и низком коэффициенте соленасыщения, не поднимающемся выше 25–35%.

Срединные части площади соленосных отложений, совпадающие с центром артинских депрессий, характеризуются очень мощными солями и высоким коэффициентом соленасыщения, достигающим 48–95%, в среднем же около 68% (центральная фация соленосного типа). При этом соли лежат относительно немногочисленными мощными пластами.

В южной части развития центральной фации соленосного типа в разрезе соленосного горизонта наблюдается любопытная и важная особенность.

Наиболее отчетливо проявляется она в самой восточной скв. 105/21. Здесь, по мере того, как мы переходим к низам соленосного горизонта, разрез резко обогащается терригенным материалом в виде прослоев глин, песчаников и даже конгломератов. Нижняя треть разреза, соответствующая базальному солевому комплексу, здесь весьма обильна терригенными породами и хорошо отличается от верхних частей горизонта. В более слабой форме это обнаруживается в скв. 1/23 и западнее почти во всех скважинах южной Термень-Елги и

Юлдашева (скв. 1/24, 2/24, 3/24), по периферии Термень-Елгинского массива и др. В нижней трети соленосного горизонта во всех этих скважинах много прослоев глин и песчанистых глин. Глинистых песчаников и характерных, обогащенных глинистым материалом тонкослоистых плитчатых ангидритов и мергелей. Верхние 2/3 разреза, наоборот, более чисты в смысле примеси обломочных частиц.

В скв. 1/27, 2/27, 3/27, 4/27, 5/27 (Ю. Кажак), несмотря на значительную глубину артинского ложа (примерно до -970, -980 м), при которой, как правило, обнаруживается соль, последней не оказалось. Подобного рода аномалия обусловлена, на наш взгляд, тем, что соль в данном случае отжата тектонически в стороны от профиля скв. 1/27–5/27; отсутствие ее здесь не первично, а вторично. Поэтому на карте типов разрезов кунгура площадь, освещаемая скв. 1/27–5/27, показана относящейся к соленосному типу в его центральной фации. По тем же мотивам отнесены к центральной фации соленосного типа скважины по южной периферии Буранчинского и Кузьминовского массивов, по восточной окраине Восточного и Кузьминовского массивов и скв. 4/3 (к востоку от Кусяпкуловского массива).

По восточной окраине артинской депрессии в полосе погружения Шиханского поднятия в разрезе соленосного горизонта вновь отмечается уменьшение солей, но осуществляется оно несколько иным путем, чем по западной окраине соленосной площади. Примером может служить разрез Орловской скважины. В то время как в более южных центральных районах соль лежит крупными массивами (пластами) с редкими пропластками ангидритов, в скважинах орловского профиля, наоборот, соль образует частое переслаивание с ангидритом, причем мощность переслаивающихся пластов составляет всего десятки сантиметров и немногие метры. Получается тонко наслоенная ангидрито-галититовая порода, в которой на отдельных уровнях преобладает то один, то другой компонент. Внизу разреза здесь замечается обогащение терригенным (глинистым) материалом.

Интересный участок соленосного горизонта вскрыт скв. 1/16, 2/16, 3/16, 4/16 у с. Байгузина (см. рис. 5). Отличительную особенность его составляет обилие глины не только в нижней трети соленосного горизонта, но и во всем разрезе его, причем глины и соли лежат небольшими, но часто перемежающимися пластами, отчего соленосный горизонт приобретает характер соляного флиша. Географически “флишевая фация” производит впечатление залегающей в виде языка, идущего с востока, и является, по-видимому, некоторым аналогом аллакаевского языка (см. ниже).

Контакт соленосной толщи с породами ложа в различных частях территории значительно различен. На площади Смакаевской и Юлдашевской депрессий он согласный и характеризуется незаметным переходом от нормальных артинских отложений к соленосной толще. На северо-западе, на широте Покровки и Аллагуватова, как видно из профилей, составленных А.А.Трофимук, кунгурские породы ложатся на различные горизонты артинского разреза, начиная от зоны с *Ps. urdalensis* до швагериновой включительно, выполняя широкий эрозионный жолоб. Те же соотношения наблюдаются, вероятно, и несколько южнее, как на это указывает скв. 2/27, в которой кунгур ложится на породы зоны *Ps. moelleri*.

Следы перерыва в осадкообразовании появляются также у подножия массивов, где соленосная толща ложится на разные стратиграфические горизонты нижеартинских пород. Самый контакт формации с подлежащими породами, однако, в кернах, как правило, не обнаруживается, или констатируется только в единичных особо счастливых случаях. Благодаря одному такому счастливому случаю, автору пришлось держать в руках образцы непосредственного

контакта кунгура и артинских пород в керне скв. 10/20 (Термень-Елга, южный склон массива). Поверхность кладохонусовых известняков наклонена здесь круто, под углом около 30° и как бы срезана. На ней залегают прослой темной (почти черной) тонкослоистой глины, 1–1,5 см мощностью, а затем следует толща темно-серых дырчатых доломитов кунгура, в 30 м мощностью. Резкая смена пород у контакта, отчетливость самого контакта указывают на то, что отложения артинских и кунгурских пород в данном случае разделены перерывом.

В отличие от разобранный соленосного горизонта соленосного типа кунгура, гипсово-ангидритный горизонт и переходная толща характеризуются гораздо меньшей изменчивостью своего литологического состава.

Гипсово-ангидритный горизонт складывается в одних случаях исключительно ангидритами (скв. 1/27, 2/27, 12/8, 1/29 и др.), в других – ангидритами и гипсами, причем последние приурочиваются обычно к верхней половине или трети разреза, очень часто перемежаясь здесь с ангидритами. Как правило, сульфатные породы представлены массивными, неслоистыми разностями обычно серых (иногда темно-серых) тонов, с некоторой примесью глинистых частиц. Ангидриты резко трещиноваты, причем по трещинам (прихотливо извилистым, часто ветвящимся) располагается темно-серая глина, очевидно вторично в них вмаята. В верхней половине горизонта начинают обособляться и самостоятельные пласты серой глины, иногда заметной мощности (в 10–15 и более метров). Вообще при движении вверх загрязненность сульфатных пород обломочным материалом возрастает. Карбонатные прослои очень редки, маломощны, часто обогащены сульфатными включениями и нередко представляют разности, переходные от доломитов к ангидритам (или гипсам). Мощность гипсово-ангидритового горизонта подвержена очень резким изменениям, от 80 до 548 м. Наблюдения показали (подробности см. главу IV), что такого рода колебания не имеют никакого отношения к рельефу артинского ложа, но самым непосредственным образом связаны с конфигурацией кровли кунгура: на вздутиях этой кровли (вверх) мощность гипсово-ангидритового горизонта максимальна, во впадинах – минимальна. Генезис этой закономерности будет разобран ниже (глава IV).

Переходная толща в области соленосного типа представлена чередованием красных сульфатизированных песчаников, мергелей, глин и серых известняков; подчиненно встречаются ангидритные прослои малой мощности. Какой-либо закономерности в сочетаниях этих пород на различных участках соленосной площади пока установить не удастся. Отметим лишь, что карбонатные пласты часто тяготеют к низам переходной толщи или же прямо располагаются на границе между этой толщей и гипсово-ангидритовым горизонтом. Судя по наблюдениям над немногими скважинами, переход между гипсово-ангидритовой и переходной толщами постепенный и самое налегание их – согласное, что впервые было отмечено А.А.Богдановым [1935] и, по-видимому, отвечает действительности. Мощность переходной толщи варьирует от 0 до 290 м, причем закономерность локализации этих мощностей прямо противоположна той, которая наблюдается у гипсово-ангидритового горизонта. Максимальные мощности переходной толщи совпадают с областями мульд в кровле кунгура, минимальные мощности и полосы отсутствия переходной толщи приходятся на области вздутий кунгурской кровли. Как будет подробнее разобрано в главе IV, такое распределение мощностей связано с префимским размывом кунгура.

#### 4. Надмассивный тип кунгура

Под названием надмассивного типа мы понимаем разрез кунгура, свойственный центральным частям погребенных Ишимбаевских массивов – Западного, Восточного, Южного, Буранчинского, Кузьминового, отчасти Кашкаринского, Кусяпкуловского, Термень-Елгинского и Яр-Бишкадакского.

Характерную черту этого типа составляет отсутствие в его составе пластов каменной соли, на что уже давно было обращено внимание предшествующими исследователями. К сожалению, оконтурить для каждого из названных массивов первичную площадь развития надмассивного типа затруднительно, ибо, как было изложено выше, соль частично надвинута на массивы по их периферии и, значит, некоторые площади на них стали вторично соленосными. Из осторожности на карте (см. рис. 5) к надмассивному типу отнесены только те участки кунгура, которые ныне не содержат солей. Первоначально же к надмассивному типу принадлежала, вероятно, вообще вся площадь массивов с изогипсами выше  $-600 \div -550$  м.

На рис. 13 сопоставлены главнейшие характерные разрезы надмассивного кунгура.

Изучение их (а также многих других колонок) показывает, что в разрезе надмассивного типа могут быть выделены два заметно различных горизонта – гипсово-ангидритовый и переходная толща. Гипсово-ангидритовый горизонт в его типичном виде развит на большей части Восточного массива, на Южном, Буранчинском и Кузьминоском массивах. Он слагается здесь почти целиком ангидритами и гипсами, причем в большинстве случаев гипсы составляют только верхнюю часть разреза, а ангидриты – нижнюю; те и другие часто переслаиваются, а иногда разрез начинается ангидритами, а продолжается гипсами.

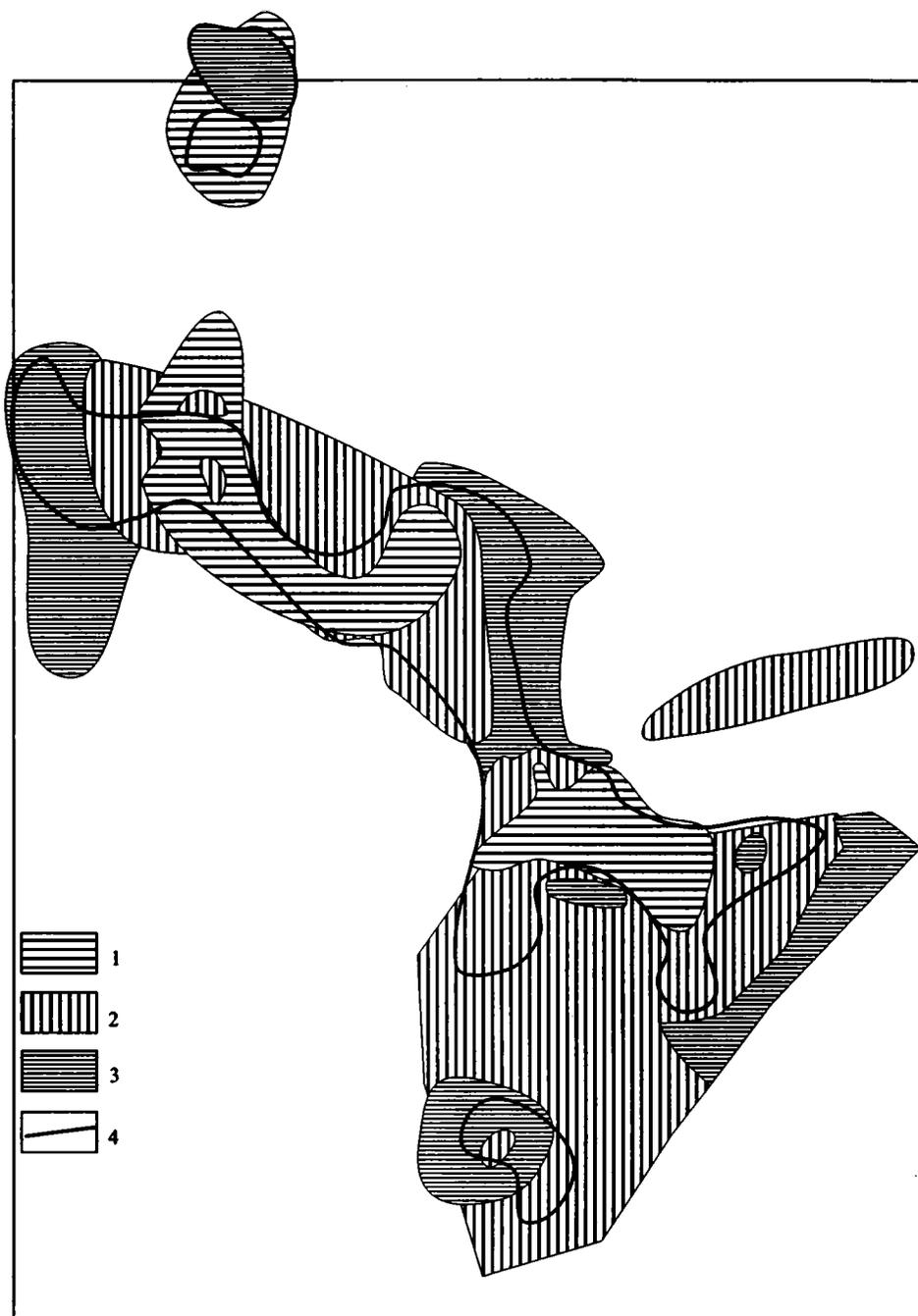
Как показал просмотр кернов немногих сохранившихся скважин и ранних описаний буровых журналов, характерную черту сульфатных пород надмассивного разреза кунгура составляет чрезвычайно слабое развитие, а в большинстве случаев даже отсутствие характерных тонкослоистых глинистых и глинисто-песчаных ангидритов. Надмассивные ангидриты принадлежат к подавляющей массе своей к типу массивных серых, афанитовых или тонкозернистых ангидритов, слегка глинистых, сильнотрещиноватых, с трещинами, заполненными темной глиной. Точно также отсутствуют (?) или очень редки (?) породы, представляющие крупные или мелкие обломки ангидритов в песчано-глинистом цементе, которые нам удавалось в изобилии находить в низах кунгурских разрезов соленосного типа во впадинах (например, Ю. Термень-Елга). Карбонатные породы – известняки и доломиты – имеют незначительное и спорадическое развитие. Как показали специальные наблюдения, над Западным и Восточным массивами они группируются часто в основании разреза, давая повод к выделению доломитно-ангидритного горизонта (А. Богданов). Над Кузьминоским же, Буранчинским и Южным массивами карбонатные породы приурочиваются к верхним частям гипсово-ангидритной толщи и к контакту ее с переходной свитой. В середине гипсово-ангидритного горизонта известняковых пород очень мало. К тому же все эти карбонатные прослои чрезвычайно быстро выклиниваются, так что обычно затруднительно проследить их даже через 2–3 ближайших скважины.

Интересную особенность надмассивного типа составляет наличие в составе его терригенных пород – серых, обычно засоленных песчаников, часто среднезернистых, иногда гравийных серых и темных карбонатных и песчаных глин. Породы эти были встречены при самом начале разбуривания месторождения, и А.А.Богдановым, первым исследователем ишимбаевского кунгура,

были приняты за характерный член надмассивного разреза кунгура вообще. Более поздняя и полная сводка Б.С.Каткова [1940] показала, однако, что в действительности породы эти свойственны только Западному массиву и небольшой западной части массива Восточного и практически отсутствуют на остальных. Совокупностью своей они образуют своеобразную широтную линзу, располагающуюся в нижнем и частью среднем отделах гипсово-ангидритного горизонта; мощность терригенных пород изменчива и варьирует от 20 до 226 м. Поскольку материал песчаников заведомо уральский (яшмы, кремнистые сланцы, эффузивы, много роговых обманок и т. д.), несомненно, что песчаниковая линза приходит на территорию Западного и Восточного массивов с востока, с западного склона Урала. Однако проследить ее туда с помощью имеющейся сейчас сети буровых скважин пока не удастся.

Ложем гипсово-ангидритного горизонта являются по большей части кладонусовые известняки, а в тех случаях, когда последние отсутствуют, — разные горизонты артинских пород. Исходя из таких соотношений, следует допустить наличие в основании кунгурских пород поверхности размыва, которая, как увидим ниже, вытекает и из корреляционной схемы.

Переходная толща надмассивного типа имеет обычный для нее состав из песчаников, глин, мергелей и карбонатных пород, но распространена весьма своеобразно, резко меняя свою мощность от 0 до 200 м, а иногда и выше. В центральной, наиболее приподнятой части Кузьминовского массива переходная толща отсутствует и уфимские породы налегают непосредственно на гипсово-ангидритный отдел кунгура. На более низком гипсометрическом уровне во все стороны от этой площади переходная толща проявляется, причем вначале (вблизи зоны отсутствия) она очень маломощна, а далее по склону становится мощнее и у основания массивов приобретает мощность около 200 м, — нормальную для этих мест. Получается впечатление, что на границе кунгура и уфимского века на площади центральной части Кузьминовского массива были поднятия, в результате которых переходная толща на его вершине была размыта совсем, а на склонах, соответственно более низкому уровню, уничтожена лишь частично, и тем в меньшей степени, чем ниже по склону мы опускаемся. Аналогичная картина наблюдается и на массивах Южном, Восточном и Западном. Если идти от Западного края последнего массива к его центру, то вначале мощности переходной толщи значительны — около 180–200 м, т. е. являются нормальными для этих мест. Далее следует неширокая полоса постепенно убывающих мощностей (80–90, 40–50, 20–30 м) и, наконец, во всей восточной половине Западного массива, на перешейке от Западного к Восточному и по западной половине Восточного массива располагается участок, где достоверные следы переходной толщи исчезают почти нацело, а по показаниям буровых журналов на гипсоносный кунгур непосредственно налегают красноцветные уфимские отложения (рис. 14). Лишь в немногих пунктах уцелевают отдельные, обычно маломощные, останцы переходной толщи в виде мелких “лоскутов”. Восточнее описанной полосы следует зона постепенно возрастающих значений мощности переходной толщи — и у подножия Восточного массива, по его восточному краю, она достигает значений 180–230 м. Общая картина поведения мощностей переходной толщи над описанными массивами такова, что невольно вызывает мысль о вторичном, эрозионном (вернее абразионном) срезании переходной толщи, причем возраст этого срезания датируется как доуфимский. Что касается массива Термень-Елгинского, то переходная толща на нем везде сохранилась, но с уменьшенной мощностью в 80–100 м, тогда как везде в окрестностях она измеряется 200 м. Возможно и здесь имел место размыв ее, но частичный. Над массивом Кусяпкуловским переходная толща также по большей части сохраняется, иногда даже



**Рис. 14.** Мощности переходной толщи над погребенными Ишимбаевскими массивами

1 – переходная толща отсутствует (размыта); 2 – уменьшенные мощности переходной толщи (0–100 м); 3 – нормальные мощности переходной толщи (>100 м); 4 – контуры погребенных нефтеносных массивов

с большими мощностями; разрыв если и был, то слабый. То же относится к массиву Яр-Бишкадакскому.

Отсутствие переходной толщи над массивами дало повод некоторым геологам [Богданов, 1942] говорить о наличии генетической связи между этими двумя явлениями. В действительности, такого рода связи нет и над массивами разрыв происходит только в тех местах, где имеются вздутия кровли кунгура; там же, где над массивами располагаются прогибания кунгурской кровли, переходная толща хорошо сохраняется и может достигать больших мощностей (>200 м). Таким образом, и в области массивов характер верхнего контакта кунгурских отложений определяется их тектоникой и только ею.

### 5. Аллакаевский тип кунгура

Совершенно своеобразные осадки кунгура встречены буровыми скважинами у с. Аллакаево – 2/25, 3/25, 4/25, 5/25, 6/25, 7/25, 8/25, 9/25, 10/25, 2/15, 3/15, 5/15. Чтобы познакомиться с особенностями их, разберем вкратце два профиля, построенных на этих скважинах (рис. 15, 16).

На профиле, обнимающем скв. 6/25, 5/25, 4/25 и 3/25 (см. рис. 14), видно, что под уфимскими породами и переходной толщей, – а там, где они отсутствуют, непосредственно под четвертичными отложениями, – располагается мощная свита терригенных сульфатизированных пород: песчаников, глинистых сланцев, мергелей, в которой намечается несколько последовательно сменяющих одни другие пачек.

Верхняя, мощностью около 150 м, развита только в скв. 4/25 и 3/25 и слагается в основном красными и буро-красными глинами с включениями ангидритов, которым в скв. 4/25 подчинен довольно крупный горизонт слоистых песчаников, буровато-желтоватой окраски. Ниже в обеих скважинах следует мощная (до 300 м) свита серых и темно-серых глин и песчаников, обычно резко засоленных и заключающих желваки и включения (куски) прозрачной и розоватой каменной соли; иногда соль располагается пропластками. В скв. 4/25 в верхней части описываемой пачки обособляется самостоятельный горизонт каменной соли с включениями и прослоями ангидрита, – до 120 м суммарной мощности. В скв. 5/25 и 6/25 соленосной пачки охарактеризованного типа нет взамен ее располагается толща красных глин и песчаников, слабо или совсем не сульфатизированных. Местными геологами эти породы датируются как уфимские отложения, однако структурные условия, в которых залегает эта свита, противоречат такому толкованию и нам кажется более приемлемой гипотеза А.А.Богданова, что в данном случае это своеобразный фациальный эквивалент соленосной пачки. Еще ниже располагается пестрая и изменчивая серия, в которую входят песчаники, иногда крупнозернистые, переходящие в конгломераты, глины красные и серые, часто с галечкой серых и красных кремней, такие же мергели, а в скв. 5/25 и 6/25 и серые с красноватым оттенком афанитовые известняки (до 130 м мощностью); последние залегают линзой, выклинивающейся на восток и утолщающейся в обратном направлении. Все породы в той или иной степени сульфатизированы, то в виде вкрапленности мелких и мельчайших кристаллов ангидрита, едва уловимых невооруженным глазом, то в виде обильных включений крупных и мелких ангидритных желваков, распределенных в породе неравномерно, пятнами, и создающих местами впечатление брекчиевидной структуры. В нижней части толщи среди сульфатизированных обломочных пород залегают обособленные прослой темных глинистых крупнокристаллических ангидритов, в 2–3 м мощностью. Наряду с этим, в средней части серии встречаются крупные уча-

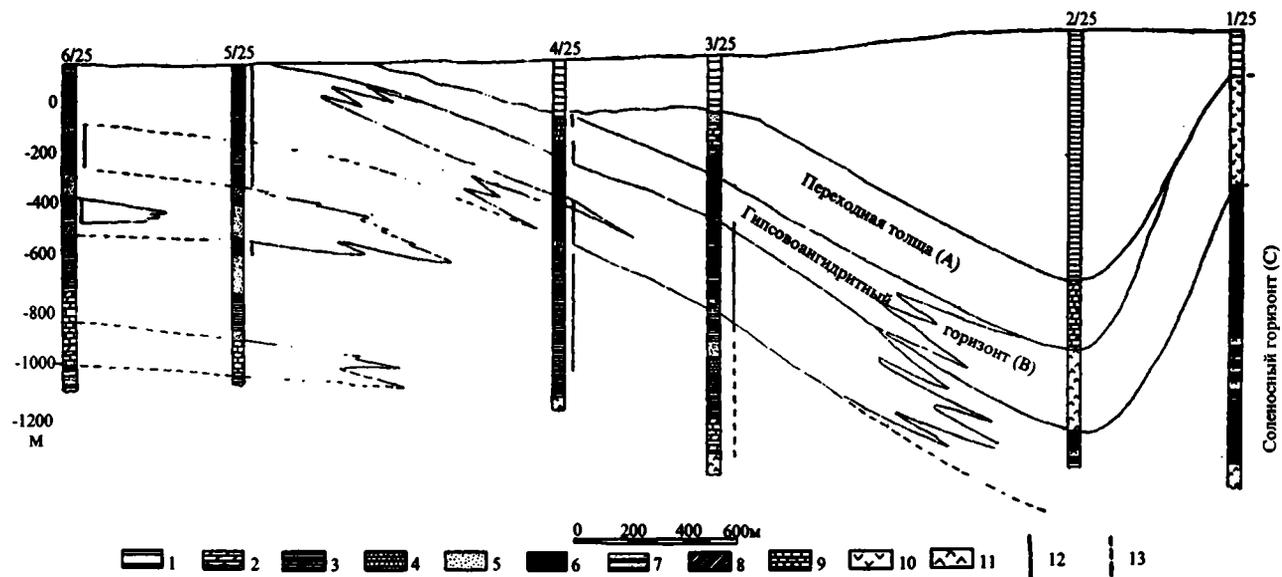


Рис. 15. Разрез кунгурских отложений аллакаевского типа

1 – уфимские отложения; 2–5 – сульфатизированные: 2 – мергели, 3 – глины, 4 – песчаные глины, 5 – песчаники, пески; 6 – соль каменная; 7 – то же, с прослоями и включениями в глине; 8 – соль с прослоями ангидрита; 9 – известняки афанитовые; 10 – гипсы; 11 – ангидриты; 12 – серая окраска терригенных пород; 13 – переслои красноцветных и сероцветных пород

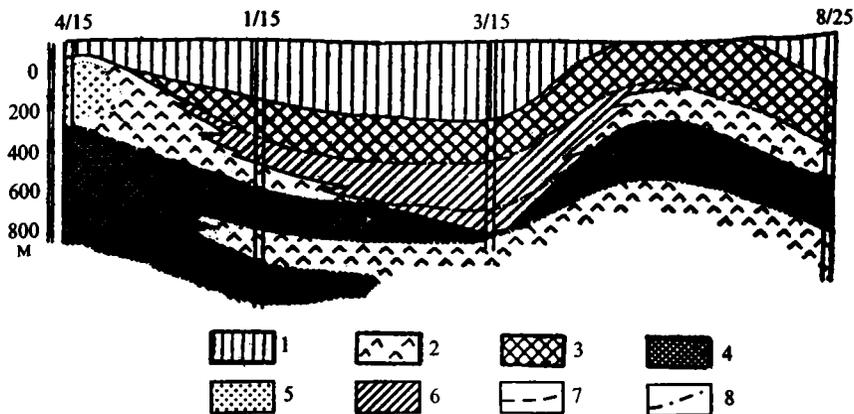


Рис. 16. Строение кунгурских отложений по окраине Аллакаевского терригенного языка

1 – уфимские отложения; 2–6 – кунгур: 2 – ангидриты, 3 – переходная толща, 4 – каменная соль, 5 – гипсы, 6 – аллакаевская фация кунгура; 7 – нижняя граница переходной толщи; 8 – нижняя граница гипсово-ангидритового горизонта

стки, совершенно лишённые макроскопически уловимых следов сульфатизации.

Ни одна из скважин описываемого профиля не пробила терригенной толщи, и потому мы не знаем, на чем она лежит и как выражены низы кунгура. Лишь по обогащению разреза ангидритами в самом низу скв. 3/25 можно догадываться, что далее должна располагаться собственно галогенная серия из ангидритов и каменной соли (?). Однако мощность этой серии не может быть значительной. Скв. 1/23, 2/23, 3/23 (севернее скв. 3/25) встретили артинские отложения на глубинах 1575–1550 м; скважины юлдашевские (к югу от описываемого профиля) вскрыли их на 1732 м. Принимая, что в районе скважин аллакаевского профиля глубины артинских пород примерно те же, т. е. около 1700 м, получаем, что мощность галогенного кунгура здесь не может быть свыше 200 м.

Подтверждение идеи о том, что серия сульфатизированных терригенных пород подстилается галогенными осадками, можно найти в скв. 1/15 и 3/15, располагающихся по северо-восточной периферии осадков аллакаевского типа. Как видно из профиля (рис. 17), терригенные породы, залегающие ниже переходной толщи, здесь имеют значительно меньшую мощность и потому в скв. 3/15 уже на глубине 700 м из-под них показывается галогенный кунгур в виде ангидритной пачки, а в скв. 1/15 (на глубине 765 м) – в виде нормально развитого соленосного типа. Сообразно уменьшению мощности терригенной аллакаевской пачки – галогенная серия обнаруживается здесь в обычном своем виде. Все сказанное позволяет с достаточной ясностью охарактеризовать сущность аллакаевского типа разреза кунгура. Особенность этого типа состоит в том, что под переходной толщиной обычного состава здесь имеется еще более или менее мощная (от десятков до сотен метров) серия терригенных сульфатизированных и на отдельных горизонтах засоленных пород красных и серых тонов, ниже которых залегает уже галогенный кунгур соленосного типа. При этом, по-видимому, можно принять, что, чем мощнее терригенная аллакаевская серия, тем сокращеннее галогенная, и наоборот.

К сожалению, площадь распространения кунгура аллакаевского типа очерчивается пока в общих чертах и с некоторой степенью условности. Из раз-

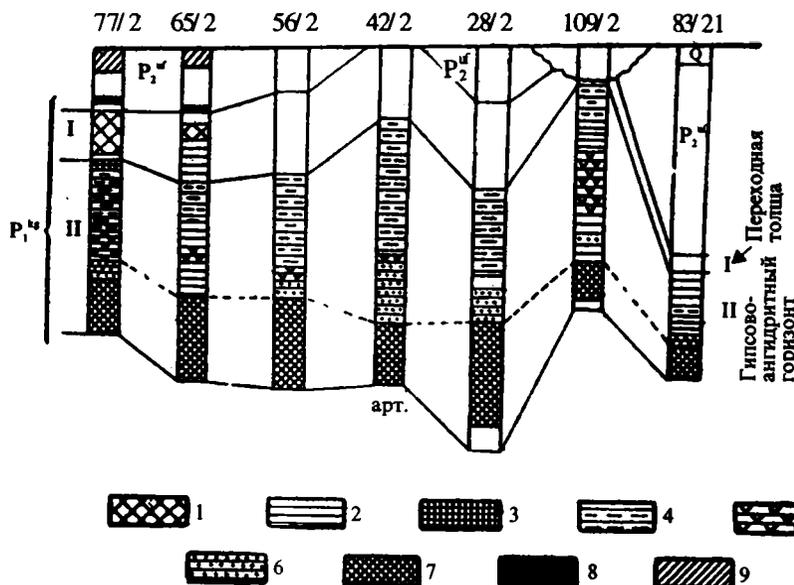


Рис. 17. Стратиграфическая схема кунгура надмассивного типа по терригенным минералам

1–7 – кунгур: 1 – верхний роговообманковый комплекс, 2 – гранатовый комплекс вообще, 3 – турмалиново-гранатовые слои гранатового комплекса, 4 – рутило-гранатовые слои того же комплекса, 5 – магнетито-гранатовые слои того же комплекса, 6 – пиритово-гранатовые слои того же комплекса, 7 – нижний роговообманковый комплекс; 8, 9 – уфимские отложения: 8 – алмадинный комплекс, 9 – тремолито-роговообманковый комплекс

резов аллакаевских, юлдашевских и термень-елгинских скважин следует, что площадь кунгура аллакаевского типа имеет форму узкой полосы северо-западного простирания. К западу от нее мы улавливаем следы аллакаевского типа в разрезах скв. 1/27 и 2/27. В первой из этих скважин при нормальной для кунгурских мульд мощности переходной толщи в 200 м имеется около 315 м галогенных осадков. Во второй же скважине из общей мощности кунгура в 550 м лишь 70 нижних метров сложены ангидритами, остальные 480 м – переходной толщиной обычного облика. Аналогия с аллакаевским типом напрашивается сама собой, почему мы и включаем район скв. 2/27 в зону развития кунгура аллакаевского типа. Отличие от собственно аллакаевских разрезов состоит в том, что мощность терригенного отдела кунгура в районе скв. 2/27 резко сокращена, указывая как бы на выклинивание аллакаевской фации по направлению к этой скважине. Интересен также характерный загиб аллакаевской терригенной полосы резко на северо-северо-запад.

К востоку от разобранный профиля скважин с достоверным развитием аллакаевского типа кунгура мы не знаем. Учитывая, однако, что песчаный материал, участвующий в сложении аллакаевских пород, достоверно уральского происхождения, не может быть сомнений в том, что аллакаевская зона по какому-то направлению протягивается на восток к побережью кунгурской лагуны. Получается длинный и извилистый узкий язык терригенной фации, идущий в поле развития соленосного типа, примерно, в широтном направлении, с востока на запад, и слепо заканчивающийся на западе. Такая форма залегания не свойственна ни одному из разобранных выше типов разрезов кунгура и составляет индивидуальную особенность и характерную черту только типа аллакаевского.

Вне описанной площади достоверных признаков аллакаевской фации в Ишимбаевском Приуралье пока не обнаружено.

## 6. Корреляция типов разрезов кунгура Ишимбаевского Приуралья

Установив, что все вариации в строении ишимбаевского кунгура укладываются в рамки ограниченного числа типов, мы можем перейти к решению основной нашей задачи – к корреляции этих типов в единую стратиграфическую схему.

Как было указано выше, в настоящее время по этому вопросу существуют две существенно расходящиеся точки зрения. Согласно одной, развитой А.Н.Дубровиным [1936], разрез кунгура Ишимбаевского Приуралья обладает неодинаковой стратиграфической полнотой. Полнее всего он во впадинах, где в низах слагается соленосной толщей, а выше – гипсово-ангидритовой и переходной свитами; наиболее же сокращен над массивами, по направлению к которым соленосная толща выклинивается; здесь уцелевают только верхи кунгура, представленные гипсово-ангидритной и переходной свитами. В резком противоречии с такой трактовкой стоят схемы А.А.Богданова [1935], П.И.Лунина [1939], Н.П.Герасимова [1940], Б.С.Каткова [1940]. При значительных отличиях в деталях понимания стратиграфии ишимбаевского кунгура эти авторы сходятся в том, что все стратиграфические горизонты разреза впадин имеют свои эквиваленты в разрезе надмассивных осадков. Отличия последних от осадков впадин заключаются лишь в резких фациальных замещениях: солям, отлагавшимся во впадинах, на выступах соответствуют ангидриты, ангидритам впадин – доломиты.

Для разрешения этих вопросов в минералогической лаборатории С.Г.Саркисяна при его личном участии было поставлено изучение обломочных (терригенных) минералов пород надмассивного и соленосного типов разрезов кунгура. Для изучения были выбраны скв. 77/2, 65/2, 56/2, 42/2, 88/2 на Западном массиве, скв. 83/21 на массиве Кузьминовском, скв. 10/20 в нижней части Термень-Елгинского массива и скв. 1/23 и 105/21 в депрессиях артинского ложа. Выбор был обусловлен наличием сохранившегося зерна. В некоторых случаях все же пришлось привлечь и шламовый материал, который, судя по опыту работы над уфимскими отложениями, дает совершенно надежные результаты. Изучению была подвергнута тяжелая фракция выделенного терригенного материала, причем подсчет велся в грубых рамках по рубрикам: единичные зерна, мало, много, главная масса зерен.

В составе терригенных частиц обнаружены: рудные минералы – пирит, магнетит, бурые окислы железа, ильменит; роговые обманки (ближе не расчлененные), диопсид, тремолит, эпидот, гранат, рутил, альмандин, турмалин, ставролит, циркон, титанит. Качественно список этих минералов на разных горизонтах кунгурского разреза мало меняется, но количественные соотношения между минералами различных уровней разреза обнаружили резкие колебания, которые и были использованы для выделения терригенно-минералогических комплексов. Оказалось при этом, что, как и в уфимских породах, минералогические комплексы не зависят от фаций и выдерживаются как в обломочных породах (песчаниках, глинах), так и в ангидритах.

На рис. 17 дан минералогический профиль через скважины надмассивного типа. Как видим, в этом типе отчетливо выделяются три комплекса. Верхний, приуроченный к большей верхней части переходной толщи и констатированный в скв. 77/2 и 65/2, характеризуется резким преобладанием в тяжелой

фракции роговых обманок и рудных минералов, к которым подмешаны единичные зерна циркона, рутила, граната и редкие зерна пироксена и титанита; по преобладающему минералу этот комплекс может быть назван роговообманковым. В нижних частях переходной толщи, а также в подстилающих ее гипсово-ангидритовых породах роговые обманки в тяжелой фракции исчезают совсем, но зато значительно развиты гранаты; с ними ассоциируются рудные минералы – пирит, магнетит, – а также циркон и рутил; этот комплекс получил название гранатового. В сочетании аксессуарных минералов с преобладающими гранатами оказалась правильная смена по вертикали: в нижних частях гранатового горизонта чаще всего встречается пирит, в средних – магнетит, в верхних – рутил. Под гранатовым горизонтом располагаются песчано-ангидритовые породы, вновь резко обогащенные роговыми обманками и рудными минералами (ильменит, титанит), с отдельными зернами рутила, титанита, эпидота и пр. Этот комплекс получил название нижнего роговообманкового горизонта. Мощность его варьирует от 60 до 170 м. Характерно, что в развитии своем он непосредственно зависит от абсолютной высоты артинского ложа. Там, где ложе это находится на низких отметках, мощность нижнего роговообманкового горизонта обычно максимальна; при повышении отметок артинских пород мощность горизонта убывает и он становится едва выраженным (скв. 83/20).

Итак, минералогический профиль через надмассивные скважины Западного и частично Кузьминовского массива с большой отчетливостью показывает: 1) что в составе кунгура здесь ясно выделяются три хорошо выдерживающихся минералогических горизонта и 2) что распространение нижнего роговообманкового горизонта, иными словами полнота минералогического профиля, зависит от высоты артинского ложа; в районах погружения последнего профиль наиболее полон и нижний горизонт наиболее мощен; при поднятии ложа, этот горизонт резко уменьшается в мощности.

На рис. 18 представлен аналогичный профиль через депрессионные скв. 10/20, 1/23, 105/21. Здесь выделяются три минералогических горизонта. Верхний характеризуется преобладанием гранатов при отсутствии роговых обманок; аксессуарные минералы (циркон, магнетит, турмалин) позволяют наметить в нем более мелкие подразделения, в общем аналогичные подразделениям в надмассивных скважинах. Мощность горизонта 160–320 м. Ниже следует роговообманковый минералогический комплекс, где гранатов нет, но обильны рудные минералы; мощность горизонта 50–340 м. В основании всех трех колонок лежит очень мощный гранатово-роговообманковый (или нижний гранатовый) комплекс, характерную особенность которого составляет нередкая подмесь к преобладающему гранату единичных зерен роговых обманок. На некоторых уровнях этого горизонта обособляются пласты, несколько обогащенные роговыми обманками. Мощность базального горизонта от 405 до 830 м и явно зависит от глубины залегания артинского ложа.

В целях увязки минералогического расчленения депрессионных скважин с описанной ранее схемой соленосного разреза укажем, что гипсово-ангидритовая толща отвечает всему гранатовому и верхней части роговообманкового горизонта, соленосная же толща – нижней (большей) части роговообманкового горизонта и нижнему гранатовому горизонту. Переходная толща во всех колонках отсутствует; удалена эрозией, вероятно, и верхняя часть гипсово-ангидритной свиты.

Несмотря на внешние различия в минералогических профилях надмассивного и депрессионного разрезов, они коррелируются без труда – так, как пока-

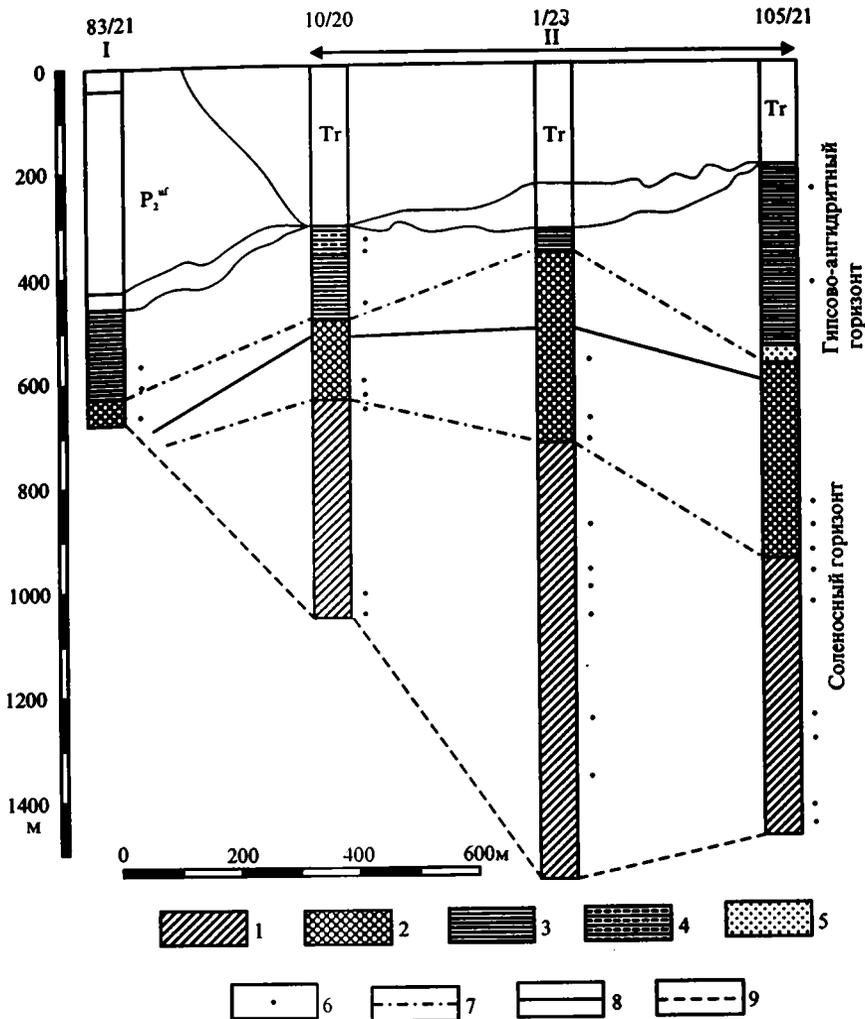


Рис. 18. Сопоставление надмассивного и депрессионного разрезов кунгура по терригенным минералам

1 – нижний гранатовый горизонт; 2 – роговообманковый горизонт с рудными минералами; 3 – верхний гранатовый горизонт; 4 – то же, слои с рутилом; 5 – то же, слои с пиритом; 6 – места взятия керновых проб; 7–9 – границы: 7 – минералогических горизонтов; 8 – литологических горизонтов; 9 – артинских отложений. I – надмассивный разрез кунгура; II – депрессионный разрез кунгура

зано на рис. 18<sup>5</sup>. В силу того, что переходная толща в депрессионных скважинах отсутствует, естественно, что верхнего роговообманкового горизонта в их минералогическом профиле нет. Верхний гранатовый горизонт депрессионного разреза отвечает, очевидно, верхнему гранатовому горизонту надмассив-

<sup>5</sup> Стратиграфическая интерпретация минералогических определений, выполненных в лаборатории С.Г.Саркисяна, и увязка надмассивных разрезов с депрессионными на основании минералогических показателей, принадлежит автору настоящей работы, о чем, к сожалению, С.Г.Саркисяном не упомянуто в одной из недавно появившихся его статей по данному вопросу. То же относится и к корреляции с аллакаевским типом.

ных скважин, за что говорит не только общее сходство в минералогической характеристике, но и возможность в обоих случаях обнаружить одинаковые подгоризонты в сходной последовательности. Следующий ниже роговообманковый горизонт депрессий эквивалентен такому же горизонту над массивами, нижний же гранатовый горизонт депрессий аналогии над массивами не имеет, очевидно выклиниваясь по направлению к ним. При этом, сообразно подъему артинского ложа, мощность нижнего гранатового горизонта по мере подхода к массивам уменьшается, доходя до нуля над наиболее приподнятыми частями погребенных массивов.

Таким образом, минералогическая корреляция депрессионного и надмассивного типов разрезов ясно указывает на их неодинаковую стратиграфическую полноту. Разрез над массивами отвечает только верхней части разреза депрессионного. Учитывая сказанное выше о соотношениях между минералогическими горизонтами и выделенными ранее литологическими комплексами, нужно принять, что надмассивный разрез отвечает лишь гипсово-ангидритовой и переходной толщам разреза депрессий, соленосный же горизонт над массивами отсутствует, либо же представлен самыми верхними слоями по периферии массивов. При этом нужно помнить еще, что по периферии массива соленосные отложения несколько надвинуты на массивы. Первоначально, вероятно, седиментация соленосного века не заходила на массивы вообще.

В пользу такого сопоставления разрезов говорят также интересные наблюдения Х.П. Сырова над каротажем скважин [1941]. На каротажных диаграммах кунгура надмассивного, по его данным, отчетливо выделяются пять пачек, прослеживающихся от одной скважины к другой и обнимающих почти всю толщу надмассивного разреза. На каротажных диаграммах скважин впадин легко констатируются те же пять пачек с теми же мощностями, но обнимают они уже не весь разрез кунгура, а только его незначительную надсоленосную часть, соответствующую (приблизительно) гипсово-ангидритовой и переходной толщам. Очевидно, что корреляция, принятая нами выше, совершенно справедлива и каротаж позволяет убедиться в этом, так сказать, с настоящей осязаемостью.

Такого рода заключение прекрасно согласуется со стратиграфическим строением самой соленосной толщи. Выше было указано, что в составе этой толщи хорошо различаются три неодинаково прослеживающихся солевых комплекса. Специальное изучение солей на склонах погребенных массивов показало, что все они без исключения ложатся в верхний (III) солевой комплекс и только у самого основания массивов кое-где появляются более или менее значительные следы среднего (II) комплекса. Тем самым однозначно определяется возраст всего надмассивного разреза кунгура. Он моложе, чем соленосный горизонт, и в точности соответствует надсоленосным частям кунгура впадин.

Существенное значение для уточнения вопроса о соотношениях разреза впадин и надмассивного имеет, наконец, удивительное литологическое сходство гипсово-ангидритовой толщи над массивами и во впадинах. В обоих случаях она слагается плотными неслоистыми серыми ангидритами, переслоенными глинистыми пластами; в обоих случаях в толще встречаются одинакового характера сингенетичные включения и тонкие индивидуализированные прослой известняков и доломитов, — почему и невозможно при проходке этой толщи скважинами сказать, имеем ли мы дело с надмассивным или с впадинным типом кунгурского разреза. В обоих случаях мощности свиты очень близки, практически одинаковы, — и было бы странным в этих случаях не считать их представителями одного и того же стратиграфического горизонта. То же относится и к переходной толще.

Итак, можно считать твердо установленным, что по направлению к верши-

нам погребенных массивов и, значит, к областям развития надмассивного разреза, соленосная толща впадин выклинивается нацело и надмассивный кунгур соответствует стратиграфически лишь верхним двум горизонтам кунгура впадин. Схема, впервые выдвинутая как догадка А.Н.Дубровиным и не нашедшая последователей, в действительности, при ближайшей ее проверке, оказалась совершенно справедливой.

Несколько иначе обстоит дело с корреляцией разрезов впадинных с разрезами покровско-рязановской и аллагуватовской зон. Обе эти зоны гипсометрически приурочены к западному борту тех впадин, которые выстилает соленосная толща. Учитывая это, по аналогии с массивами, нужно полагать, что разрез обоих названных зон не полон и что в нем отсутствуют какие-то члены низов соленосной толщи. Однако полностью этот горизонт, как можно видеть непосредственно из рис. 4 и 5, не выпадает и карбонатная пачка в скв. 3/4 представляет, вероятно, стратиграфический эквивалент какой-то верхней части соленосной толщи. Такое заключение подтверждается характерным распределением NaCl в скв. 5/11 и 6/11, принадлежащих покровско-рязановской зоне. В то время как большая верхняя часть ангидритовой пачки и все гипсы не содержат NaCl совсем или включают в себе лишь следы этой соли, породы доломитовой пачки заметно засолены и содержат 1,47–2,52% NaCl.

При нашей корреляции этого и следовало ожидать.

Очень существенен для правильного понимания стратиграфии ишимбаевского кунгура вопрос о корреляции аллакаевского и соленосного разрезов. Так как самое наличие аллакаевского типа до исследований 1941 г. не подозревалось (хотя некоторые скважины с этим типом разреза были известны уже в 1938 г., например, 3/15, 2/15, 5/15), то естественно и вопроса о его корреляции с другими разрезами в литературе не ставилось. Обдумывая различные возможные варианты решения этой задачи, мы приходим к выводу, что наиболее правильным будет рассматривать аллакаевские терригенные осадки не только как переходную толщу собственно, но и как терригенный эквивалент некоторых горизонтов галогенного кунгура. Иными словами, в то время как верхние 200–300 м терригенной аллакаевской серии действительно представляют переходную толщу в обычном (стратиграфическом) смысле этого слова, вся остальная (большая) ее часть замещает собою гипсово-ангидритовую толщу и частью соленосный горизонт. В пользу такого заключения говорят следующие факты. Во-первых, резкое возрастание мощности терригенных пород сопровождается сильным сокращением галогенных осадков и наоборот (Ю. Кажак, скв. 1/27 и 2/27). При совершенно постепенном переходе между галогенной и переходной толщами это может быть понято только как фациальное замещение одного типа осадков другими. Во-вторых, терригенно-минералогические определения С.Г.Саркисяна собрали материал, который очень легко может быть уложен в общую схему трех минералогических горизонтов, описанных выше. Соответствующие данные изображены на рис. 19. Из него видно, что аллакаевская фация в скв. 6/25, 5/25, 4/25 и других действительно отвечает гипсово-ангидритовому и частью соленосному горизонтам. Наконец, последним и, так сказать, прямым доказательством правильности гипотезы замещения является обнаружение химическими анализами значительной засоленности пород аллакаевской серии. Определениями получено: для глин с горизонта 726–729 м – 19,19% и 16,36% NaCl (два образца), для песчаников с глубиной 1707 м – 1,58%, для глин с глубиной 1252 м – 9,36% NaCl. Такого рода засоленность совершенно не свойственна породам обычной (стратиграфической) переходной толщ и указывает, очевидно, на то, что большая нижняя часть аллакаевской терригенной толщ действительно отлагалась в то время, когда кругом по соседству шла садка каменной соли.



Рис. 19. Стратиграфические соотношения терригенной и галогенной фации кунгура в аллакаевском разрезе по терригенным минералам

1 – верхний роговообманковый горизонт; 2 – верхний гранатовый горизонт; 3 – нижний роговообманковый горизонт; 4 – нижний гранатовый горизонт; 5 – галогенная фация кунгура; 6 – пески; 7 – известняки; 8 – глины

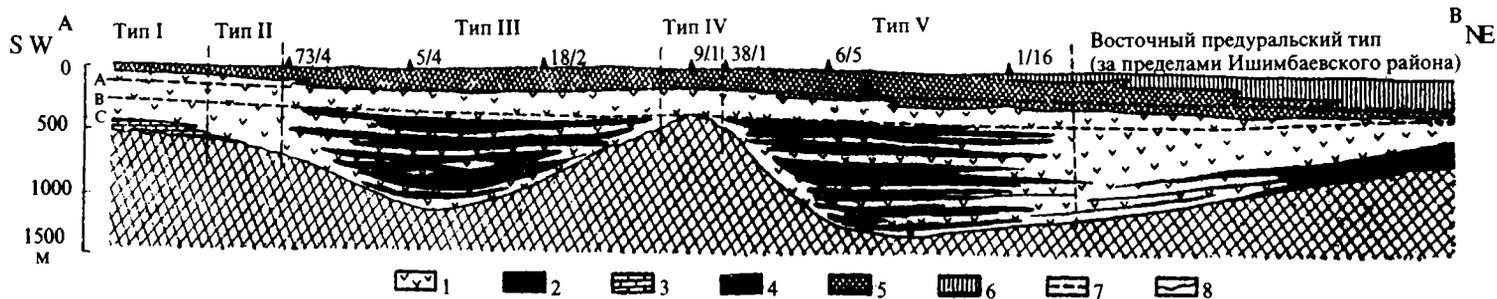
Генетически аллакаевский язык терригенных красноцветных пород следует толковать, по-видимому, как конус выноса обширного потока, впадавшего в Ишимбаевскую соленую лагуну с востока, из области Уральской горной страны.

Резюмируя данные по стратиграфии кунгура Ишимбаевского Приуралья, нужно признать, что действительное строение его оказалось сложнее, чем это допускалось предшествующими исследователями. Ишимбаевский кунгур есть серия пород, не только обладающая на разных участках резко неодинаковым стратиграфическим объемом, – как об этом догадывался уже А.Н.Дубровин, – но и местным (локальным) замещением химических осадков терригенными. Все эти сложные соотношения, однако, легко приводятся к простой трехчленной схеме стратиграфического разреза, как это показано на сводном стратиграфическом профиле (рис. 20). При этом соленосный горизонт в полном объеме оказывается свойственным лишь депрессиям артинского ложа; на массивах он выклинивается совсем; в покровско-рязановской же зоне представлен частично, нижними слоями, причем одновременно меняет свою фацию, теряя соли и приобретая вначале ангидритовый, а затем карбонатно-ангидритовый состав. Гипсово-ангидритовый горизонт присутствует повсеместно и характеризуется однообразным составом; то же относится и к переходной толще.

## 7. О типах разреза кунгура на территории Башкирского Приуралья вообще

Выяснив типы разрезов кунгура на территории Ишимбаевского Приуралья и их корреляцию, проследим эти же типы за пределами изученной территории. В литературе уже имеются попытки систематизации разрезов кунгурских отложений для всей территории Башкирии, принадлежащие А.Н.Дубровину [1936] и В.А.Балаеву [Геология..., 1940], что значительно облегчает поставленную задачу.

На карте рис. 21 и на профилях рис. 22–24 собраны относящиеся к постав-



**Рис. 20.** Схема стратиграфии кунгура Ишимбаевского Приуралья

1 – красноцветы уфимского типа; 2 – переходная толща; 3 – обломочные породы (пески и глины); 4 – известняки и доломиты; 5 – соль каменная; 6 – гипсы и ангидриты; 7 – истинная стратиграфическая граница комплексов А, В, С; 8 – поверхность размыва. А – переходная толща; В – гипсово-ангидритовый горизонт; С – соленосный горизонт

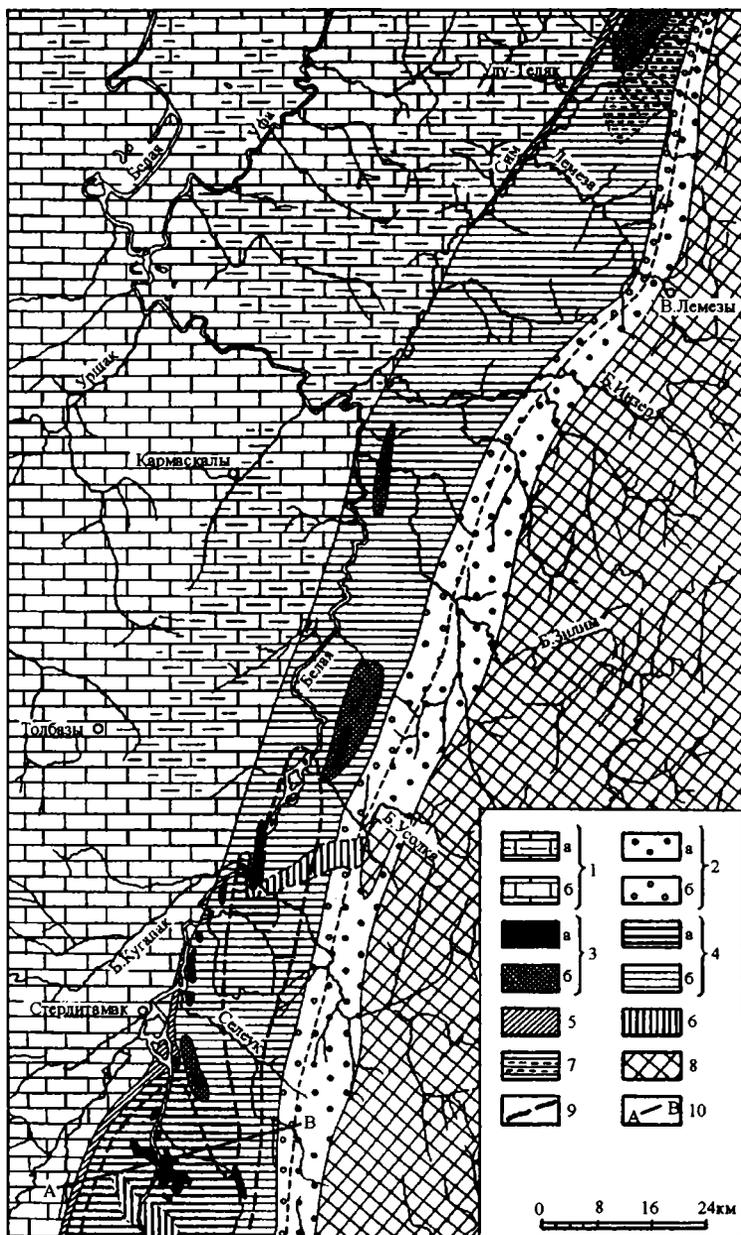


Рис. 21. Типы осадков нижнепермской галогенной формации Башкирского Приуралья

1 – центральный западный тип; 2 – восточный тип; 3 – надмассивный тип (верхи галогенной формации); 4 – солесный тип; 5 – переходный аллагуватовский тип; 6 – аллакаевский тип; 7 – казаякская фация солесного типа; 8 – докунгурский фундамент; 9 – граница мощных солей; 10 – направление профиля. а – фактические выходы; б – предполагаемое распространение

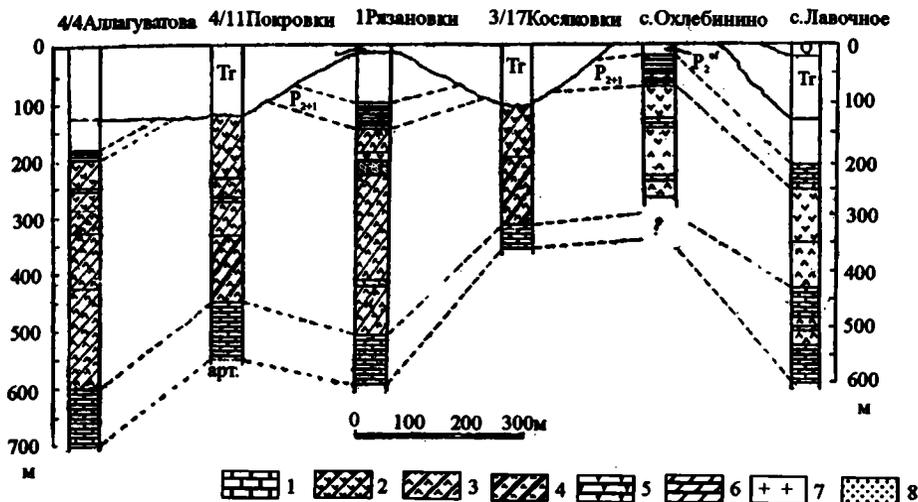


Рис. 22. Строение покровско-рязановского типа кунгура Башкирского Приуралья  
Условные обозначения к рис. 22–24

1 – доломиты и известняки; 2 – гипсы с прослоями глины; 3 – ангидриты с прослоями глины; 4 – ангидриты с прослоями и включениями доломита; 5 – глины сульфатизированные; 6 – мергели; 7 – каменная соль; 8 – пески

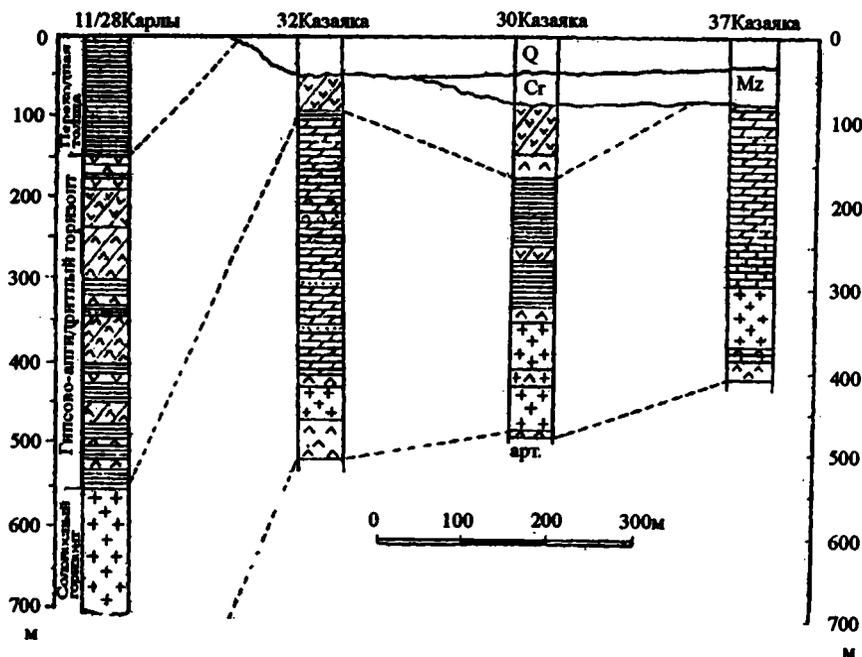


Рис. 23. Разрезы соленосного типа кунгура в средней и северной частях Башкирского Приуралья

Условные обозначения см. на рис. 22

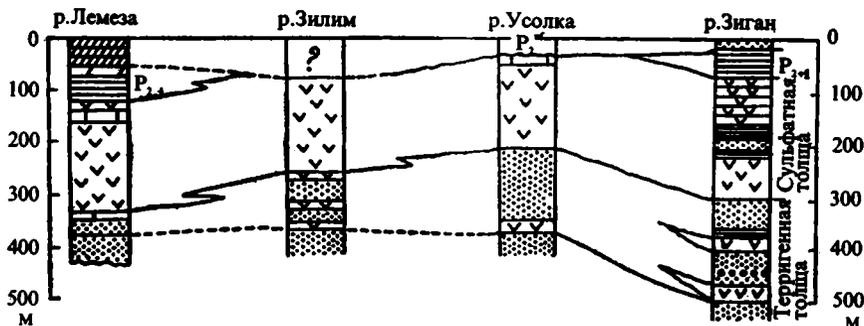


Рис. 24. Схема разрезов кунгура восточного типа  
Условные обозначения см. на рис. 22

ленной задаче материалы. Из изучения их видно, что все типы разрезов кунгура, выделенные для Ишимбаевского Приуралья, могут быть с большей или с меньшей уверенностью прослежены на всей обширной территории от Ишимбаевского района на юге до Улу-Теляка на севере.

Так, прежде всего легко прослеживается покровско-рязановский тип, обнимающий площадь Рязано-Охлебининского вала и районы Башкирии к западу от этого вала (см. рис. 22). А.Н.Дубровиным и В.А.Балаевым этот тип описывался ранее под названием "фации центральной полосы". Характерной чертой покровско-рязановского типа на всей обширной площади его развития является относительно небольшая общая мощность разреза, наличие карбонатного горизонта в основании его (до 75–100 м) и резкое развитие ангидритово-гипсовой толщ. Переходная толща обычно присутствует, но может местами и отсутствовать. В частности, ее нет на сводовой части обширного Рязано-Охлебининского вала, где уфимские отложения ложатся непосредственно на химические осадки; эти соотношения объясняются, по-видимому, размытием переходной толщ еще в доуфимское время, в связи с поднятиями Рязано-Охлебининского вала над уровнем бассейна. На западном и восточном крыльях вала переходная толща сохраняется в виде пласта небольшой мощности. Интересную особенность покровско-рязановского типа за пределами Ишимбаевского района составляет появление в составе его в разрезах рек Аургазы, Уршака, Узенья, по Белой и Симу (вблизи с. Охлебинино) горизонта серых глинистых, иногда загипсованных известняков и доломитов, общей мощностью в 20–25 м, содержащих до 15 прослоев голубоватых и серых камней в 1–2 и до 10 см мощностью каждый. Горизонт этот располагается между гипсово-ангидритовой и переходной толщами, и является, по В.А.Балаеву, характерным образованием самых верхов кунгура, позволяющим картировать его. Существенно также наличие в разрезах по р. Белой (у Охлебинина), по нижнему течению р. Сима и у с. Лавочного (к северу от г. Уфы) в буровых скважинах внутри гипсово-ангидритовой толщ одного или двух горизонтов с фауной брахиопод, пелеципод и т. д. У Охлебинина они располагаются в 50 и 100 м от кровли химической толщ и содержат: *Productus irginae* Stuck., *Prod. lobatus* Sand. (?), *Prod. konincki* Vern., *Marginifera typica* Waad., *M. uralica* Tschern., *M. rostrata* Kut., *Spirifer cameratus* Mart., *Spiriferina cristata* Schl., *Squamularia rostrata* и др.

На обширной площади развития покровско-рязановского типа естественными разрезами вскрываются только верхние 100–150 м осадков кунгура и лишь в с. Лавочном, у Косяковки и в скв. 1/33 (у Дмитровки), а также у Алла-

гуватова, Покровки, Рязановки пройден полный ее разрез. По-видимому, в деталях разрез этот внутри территории, занимаемой покровско-рязановским типом, варьирует; однако изменения эти ускользают пока от нашего знания. Укажем лишь, что в скв. 1/33, при сохранении общего типа, разрез обогащается терригенным материалом. Причина лежит, по-видимому, в том, что непосредственно к востоку отсюда располагается полоса терригенного аллакаевского типа кунгура, которая и служила источником обломочного материала для района скв. 1/33.

В.А.Балаев полагает, что “на широте г. Стерлитамака эта фация (“фация центральной полосы” – Н. С.) теряет свои особенности, сливаясь с фацией локальных лагун” [Геология..., 1940]. Нам представляется, что для подобного заключения нет веских данных. Наоборот, скважины у с. Покровки и с. Аллагуватова показывают, что описываемый тип разреза кунгура удерживается как самостоятельное образование и южнее широты Стерлитамака и уходит отсюда еще далее на юг.

*Аллагуватовский тип* разреза кунгура, окаймляющий с востока покровско-рязановский тип, вне пределов Ишимбаевского района как-то исчезает из поля зрения и не улавливается фактически вплоть до Улу-Телякского района, где вновь всплывает в весьма отчетливой форме. К нему мы относим здесь почти чисто ангидритовый разрез, вскрытый скв. 34, 35, 24, 20, 23 и 8, известный у местных геологов (и в литературе) под названием “западной фации кунгура”. Общий состав и мощность кунгура этой “фации” действительно разительно напоминают разрезы у с. Аллагуватова. Отсутствует лишь переходная толща, что следует, вероятно, отнести за счет последующего (мезокайнозойского) размыва ее. Неясно, почему в промежутке между, крайним югом (Ишимбаево) и крайним севером (Улу-Теляк) разрез аллагуватовского типа пока не констатирован. Нам кажется, что причиной этого явления надобно считать не реальное отсутствие этого типа на большей средней части Башкирского Приуралья, а просто необнаружение узкой фациальной зоны из-за отсутствия здесь достаточно густой сети буровых скважин. Незначительный удельный вес аллагуватовского типа разреза в общей картине строения кунгурских отложений, переходный характер его между соседними покровско-рязановским и соленосным типами, заметные даже на территории Ишимбаевского района, на карте кунгура всего Башкирского Приуралья выступают чрезвычайно отчетливо.

*Соленосный тип* кунгурских отложений находит себе ближайшего аналога в выделенной В.А.Балаевым “фации локальных лагун” [Геология..., 1940], но не покрывается целиком этой последней. В понимании названного автора фация локальных лагун представляет образование, “приуроченное к рифовой фации артинских и каменноугольных известняков” и генетически связанное с ним. В действительности, однако, типичный соленосный разрез вскрыт не только в непосредственной близости от рифов, но и очень далеко от них, к югу (Юлдашево), востоку (Байково-Орловка) и к северу (Мраково, Карлы, Пастушинка), – в области центральных частей Предуральяского прогиба. Это обстоятельство позволяет рассматривать соленосный тип разреза кунгура не как образование, связанное с артинскими и каменноугольными рифами, а как толщу, характерную для центральных частей Предуральяского прогиба, как свиту, в значительной мере выполняющую этот прогиб и генетически с ней связанную. В связи с такой локализацией соленосного типа стоит мощность образующих его осадков, достигающая 1000–1200 м и являющаяся максимальной из известных в настоящее время для кунгура вообще. Разрез соленосного типа, кроме Ишимбаевского района, фактически известен пока только из Пастушинско-Мраковского участка на юге и из Улу-Телякского района

на севере. На большей промежуточной площади соленосный разрез пока не констатирован, что, однако, отнюдь не означает его реального отсутствия здесь.

В пользу этого говорит прежде всего то, что и в Улу-Теляжском районе и на Пастушинском участке нет скважин, которые замыкали бы площади развития солей в этих районах. На наличие большего или меньшего количества солей на территории между с. Улу-Теляком и с. Пастушинкой указывает также существование здесь крупных минимумов силы тяжести, проще всего объясняемых (хотя бы частично) соленосными отложениями.

Таким образом, имеющиеся материалы заставляют продолжать соленосный разрез кунгура в промежуток между Улу-Теляком и Пастушинкой и смыкать ныне пока еще разъединенные северную и южную площади соленосного типа в единое целое.

Рассматривая соленосный тип разреза кунгура как образование, выстилающее центральные части Предуральского прогиба и потому простирающееся вдоль всей площади его, мы должны подчеркнуть, что степень развития входящих в разрез солей и самый состав их подвержены значительным колебаниям. Наибольшие массы солей известны в настоящее время из южной части Ишимбаевского района, где они достигают (во вздутиях кровли кунгура) 500–600–800–900 и свыше метров. В северной части района (на профиле Орловском) мощности солей измеряются всего около 100 м, а еще севернее, у Мракова, в Карлах и на Пастушинском участке, и того меньше: 80–120 (?) м. В Улу-Теляжском районе максимальная суммарная мощность солей измеряется 133 м, чаще же она равна 30–60 м. Сходные цифры (за известными отклонениями в ту и другую стороны) будут характеризовать, вероятно, и промежуточную область гипотетического развития солей. Таким образом, солеобразование, мощно развитое на юге, в собственно Ишимбаевском районе, на севере затухает и имеет подчиненное значение. Параллельно с этим изменяется и самый состав солей. В то время как на юге, в Ишимбаевском районе, помимо галититов (NaCl) встречаются породы с большим содержанием комплексных калийных солей (полигалиты), составляющих до 40–60% от породы, на севере, начиная от Мракова (?), известна лишь каменная соль, калиевые минералы отсутствуют (см. рис. 23).

К Казаякской площади развития соленосного типа приурочено и другое своеобразное уклонение в его составе. Как видно из рис. 25, соли и ангидриты приурочены здесь лишь к самому основанию разреза кунгура. Выше располагается мощная мергельная толща, за которой следуют гипсы и ангидриты. Очень похоже на то, что эти последние отвечают надсоленосному гипсово-ангидритовому горизонту, повсеместно развитому южнее. Тогда для мергельной толщи останется место только в пределах соленосного горизонта собственно и сама она окажется ничем иным, как локальным замещением соленосной фации обломочными отложениями. Здесь имеет место, по-видимому, то же, что в Байгузинской фации в Ишимбаевском районе, где также глины вытесняют собою соли, но в гораздо меньшей степени и на меньшей площади. Чтобы оттенить отмеченную своеобразную черту Казаякского развития соленосного типа, на карте он выделен под названием Казаякской фации соленосного типа.

Как видно из карты, на площади развития соленосного типа, в центральной части Предуральского прогиба, вкраплена серия разрезов иного состава, как бы замещающих локально соленосные осадки. Эти уклоняющиеся разрезы принадлежат, по-видимому, типам аллакаевского и надмассивного.

Случай разреза аллакаевского типа встречен всего в единственном числе – на южной половине Карлинской складки. Еще первым исследователем кунгура

Карпинского месторождения, Н.И.Мешалкиным [1941], было обращено внимание на то, что в ряде скважин (4к, 7к, 10к, 2к и др.) увеличенные мощности переходной толщи кунгура сопровождаются резко уменьшенными мощностями химических осадков. Это же обстоятельство в очень яркой форме было подчеркнута позже А.Я.Виссарионовой [1942]. Смысл его совершенно ясен и впервые был правильно расшифрован Н.И.Мешалкиным, указавшим, что в данном случае имеет место частичное замещение химических осадков сульфатизированными терригенными. Это значит, иными словами, что на территории южной половины Карпинского месторождения мы имеем дело с хорошо развитым аллакаевским типом разреза кунгура. Сопоставление с разрезами соседних буровых показывает, что осадки аллакаевского типа образуют здесь широтный язык, расширяющийся к востоку и выклинивающийся к западу, т.е. форму залегания, свойственную собственно аллакаевской полосе на юге. К сожалению, восточное продолжение Карпинской аллакаевской фации неизвестно и на карте показано условно, гипотетически.

Сложнее обстоит дело с толкованием других уклонений разреза в области развития соленосного типа. Разобрать их придется применительно к каждому случаю отдельно. Весьма интересны, прежде всего, данные о строении галогенной толщи над Карагановским и Куганакским погребенными массивами. В обоих случаях над массивами были встречены только относительно маломощные (около 200–300 м) гипсово-ангидритные отложения с подчиненными прослоями карбонатных пород. Соль в разрезах полностью отсутствует, хотя в прилежащих депрессионных участках артинского ложа неизменно отмечается (Мраковские скважины к востоку от Куганака, скв. 10б к востоку от Карагановского массива). Такие соотношения прямо повторяют то, что наблюдается над погребенными массивами Ишимбаева, – почему разрезы галогенной формации над Карагановским и Куганакским массивами мы относим к надмассивному типу. Но Куганакский массив входит в качестве члена в цепочку шиханов, протягивающихся к югу от него и приподнятых сейчас гипсометрически выше него. Общий генезис этих рифовых гор-одиночек и общие черты их морфологии, в частности резкое воздымание их над окружающими пониженными участками артинского ложа, заставляют думать, что в эпоху отложения галогенной толщи осадки последней, перекрывавшие шиханы, должны были принадлежать надмассивному типу, т.е. представлять только верхние горизонты кунгурских отложений, лишенные пластов солей. Возможно, что к этому же типу принадлежали разрезы и отдельных, наиболее приподнятых полей в пределах депрессий, разделявших шиханы. Поскольку при построении карты типов разрезов кунгура мы стремились отразить первичные соотношения, сняв влияние последующих эрозионных процессов, мы изобразили территорию собственно шиханов и соединяющих их перешейков как области распространения надмассивного типа кунгурских осадков.

Северо-восточнее, над Карлинско-Пастушинской складкой, повторяются явления совершенно того же порядка. В депрессиях, окружающих складку, мощность галогенных пород велика ( $> 700$  м) и они содержат пласты каменной соли. На своде складки химические осадки редуцируются примерно до 250–300 м, и каменной соли в их составе нет. В то же самое время верхнеартинские аргиллиты и мергельные плитняки, как показала карта, составленная Б.П.Беликовым [1942], сохраняются сколько-нибудь значительно лишь в депрессиях, окружающих складку, на своде же ее они резко утоняются, а в наиболее приподнятых участках ложа исчезают совсем. Все эти соотношения легко объясняются, если допустить, что в конце артинского времени и в первые моменты седиментации галогенной толщи сводовая часть Карлинско-Пастушинской складки была приподнята и подверглась некоторому размыву.

Позже, с заполнением окружающих депрессий, седиментация возобновилась и на своде складки, но соленость бассейна к этому времени упала, и каменная соль уже не отлагалась. При такой корреляции разрезов надсводовые осадки окажутся настоящими аналогами надмассивного кунгура Ишимбаевского района, почему на нашей карте они и выделены под таким обозначением.

Минералогические исследования Мраковских и Карлинских скважин, произведенные в последнее время С.Г.Саркисяном и М.П.Зибберт, показали, что действительно разрез кунгура над Карлинско-Пастушинской складкой отвечает лишь верхней части разреза соседней депрессионной области и что отнесение этого разреза к надмассивному типу имеет под собою должный фундамент. Понятно, что в данном случае речь идет только об общей аналогии; в деталях стратиграфический объем надмассивного разреза на юге и надсводового в области Карлинско-Пастушинской складки может оказаться несколько различным; однако различие это не уничтожает того существенного обстоятельства, что в обоих случаях мы имеем дело с сокращением разрезов галогенной толщи, с ее верхними частями, при полном или частичном выпадении нижнего соленосного горизонта.

Севернее Карлинско-Пастушинской складки достоверные данные о распространении надмассивного типа кунгура отсутствуют. Учитывая, однако, что Воскресенско-Николаевская структура аналогична Карлинско-Пастушинской, а горы Змеиные – Шиханам – Шиханам и погребенным Ишимбаевским массивам, мы вправе думать, что и над этими двумя новыми морфологическими элементами артинского ложа в период возникновения галогенной толщи кунгура образовывались осадки надмассивного типа. Понятно, что это заключение представляет собою в настоящее время лишь рабочую гипотезу, нуждающуюся в независимом фактическом подтверждении. Однако все, что мы знаем сейчас о галогенных нижнепермских отложениях Башкирского Приуралья, так сказать, толкает на такую гипотезу, почему мы и решаемся на ее опубликование.

Итак, обзор материалов по строению кунгурских галогенных осадков на всей территории Башкирского Приуралья показывает, что действительно типы разрезов их, выделенные в Ишимбаевском районе, могут быть с большей или меньшей уверенностью различены и далеко за пределами Ишимбаевского района. При этом картирование типов позволяет выделить среди них, с одной стороны, более существенные, так сказать зональные, дающие свой отпечаток крупным полосам распространения галогенных осадков, с другой – второстепенные, интразональные, вкрапленные в ту или иную полосу в виде мелких пятен, участков. Зональными оказываются покровско-рязановский и соленосный типы, из которых первый приурочен к восточному склону Русской платформы, а второй – к центральной части Предуральского прогиба; интразональными типами – все остальные.

Наряду с прослеживанием ранее выделенных типов, изучение материалов по Башкирскому Приуралья приводит к необходимости различения еще нового восточного типа кунгура, развитого по восточному борту Предуральской депрессии и по западному склону Урала (см. рис. 24). Тип этот, впервые намеченный А. Н.Дубровиным, отличается от соседнего соленосного значительно меньшей общей мощностью разреза, измеряемой обычно 300–400 м, отсутствием в разрезе каменной соли и наличием иногда значительных масс терригенного материала. Буровых скважин в области развития восточного типа нет совсем, так что разрезы его известны исключительно по естественным обнажениям по рекам Лемезе, Инзеру, Зилиму, Ую, Усолке, Зигану, Селеуку и др. На рис. 24 перечисленные разрезы собраны и в общих чертах сопоставлены между собой. Из рассмотрения их видно, что в большинстве колонок, начиная с р. Зилима, выделяются три литологически отличные свиты. Нижняя слагает

ся песчаниками и сланцами с совершенно артинским обликом пород, но содержит также и отдельные прослои тонкослоистых гипсов. Средняя, гипсовая, толща состоит сплошь из массивных белых и слоистых гипсов, наряду с которыми в подчиненном количестве встречаются прослои терригенных пород. Верхняя, терригенная свита, образована глинистыми сланцами и песчаниками, а также мергелями; в некоторых разрезах (например по Усолке) эта верхняя свита отсутствует, вероятно в силу доуфимского размыва. К северу от р. Зилима разрез меняется; по р. Лемезе в нем удерживаются лишь верхняя и средняя свиты, что же касается нижней, то точного аналога ее (терригенной пачки с прослоями тонкослоистых гипсов) здесь нет. Причина отсутствия пока неясна и может заключаться либо в замещении терригенных пород галогенными и, – значит, – в слиянии нижней пачки со средней (что вероятнее всего), либо же в замене немногих гипсовых прослоев, развитых на юге, терригенными и в приобретении нижней пачкой облика типично артинских отложений. Решить эту дилемму могут лишь минералогический и пыльцевой анализы.

Характерною чертой восточного типа кунгурского разреза является наличие, несмотря на меньшую общую мощность разреза, постепенных переходов в нижележащие артинские породы. Любопытно также, что смена средней сульфатной (гипсовой) свиты на верхнюю – терригенную – происходит через горизонт карбонатов (известняков и доломитов) в 15–30 м мощностью, иногда содержащих фауну остракод (р. Лемеза). Смена же верхней терригенной пачки на уфимскую осуществляется либо без наличия каких-либо следов переходной толщи (р. Лемеза, Инзер), либо через весьма маломощную переходную толщу. Вообще этот последний член разреза, широко распространенный в центральной части Предуральяского прогиба и достигающий здесь больших мощностей (до 275 м), вдоль восточной окраины прогиба и на западном склоне Урала развит очень слабо и нехарактерно (размыв доуфимский?).

Весьма существенен вопрос о корреляции восточного типа кунгурского разреза с более западными, в частности с соседним соленосным типом. В настоящее время корреляция эта может быть сделана лишь в самой общей предварительной форме, без подкрепления данными минералогического анализа, еще не выполненного.

При характеристике соленосного типа Ишимбаевского района уже было отмечено, что низы соленосного горизонта южной и юго-восточной частей района явственно обогащаются терригенным материалом, почему наряду с массивными ангидритами здесь в изобилии появляются тонкослоистые плитчатые ангидриты, а также прослои глин, песчанистых глин, глинистых песчаников и даже конгломератов. Наиболее отчетливо это проявляется в скв. 105/21. Эти наблюдения позволяют думать, что эквивалентом нижней терригенной пачки разреза восточного типа являются низы соленосного горизонта, обогащенные обломочным материалом. Гипсовая толща восточного разреза соответствует верхней половине соленосного горизонта и, частично, гипсово-ангидритовой толще соленосного типа. Что же касается верхней терригенной пачки восточного разреза, то она соответствует, вероятно, частью верхам гипсово-ангидритовой толщи, обогащенным глинистым материалом, частью переходной толще. Очень вероятно при этом, что переходная толща центральных частей Предуральяского прогиба в восточной полосе частично замещается красноватными уфимскими породами без сульфатов. Предлагая такую корреляцию, мы тем самым допускаем, что новые члены верхов кунгурских галогенных отложений, а также перекрывающий их комплекс возникают впервые на востоке, а затем мигрируют постепенно на запад. Такой порядок появления фаций в верхнем палеозое Приуралья представляет, как известно, весьма типичное явление и отражает последовательный ход формирования Уральского кряжа.

За последнее время получено одно любопытное подтверждение правильности принятой корреляции, во всяком случае для нижних частей сопоставляемых разрезов. Определения стронция в разрезе верхнепалеозойских отложений Ишимбаевского района, выполненные И.Д.Старынкевич-Борнеман, показали, что стронций концентрируется исключительно в кунгурских отложениях, полностью отсутствуя в артинских и в уфимских, или же находясь в них в очень незначительных количествах (много ниже кларка). Изучение стронция из нижней терригенной пачки кунгура с р. Зигана и у с. Тимашевки показало, что содержание этого элемента в названной пачке совершенно того же порядка, что в кунгурских отложениях Ишимбаева и, что, значит, сопоставление ее с низами соленосного разреза в данном случае оправдано.

## 8. Общая схема стратиграфии кунгурских отложений Башкирского Приуралья

Материал, изложенный на предыдущих страницах, позволяет в настоящее время дать первый общий очерк стратиграфии кунгурских отложений Башкирского Приуралья в целом.

Как видно из сводного широтного профиля (см. рис. 20), в составе кунгура здесь могут быть различены три горизонта, выдерживающихся на очень больших расстояниях, хотя и претерпевающих при этом заметные фациальные изменения.

Нижний или собственно соленосный горизонт оказывается наиболее мощным и в то же время наиболее изменчивым. В центральной части Предуральского прогиба он представлен чередованием ангидритовых и соляных прослоев, из которых последние на юге Башкирского Приуралья очень мощны (до многих сотен метров) и содержат калиевые комплексные соединения (Ишимбаевский район), на севере же незначительны по мощности и слагаются только каменной солью. На участках артинских рифовых массивов (Ишимбая, Шиханов, Улу-Теляка), а также над сводовыми частями Карлинско-Пастушинской и Воскресенско-Николаевской складок отложения соленосного горизонта либо отсутствуют совсем, либо представлены самыми верхними своими слоями, залегающими на артинских отложениях трансгрессивно. У с. Восточного Аллакаева и на юге Карлинской складки более или менее значительная верхняя часть соленосного горизонта замещается красноцветными и сероцветными терригенными сульфатизированными, иногда и засоленными породами. Частичное замещение соленосной фации серыми глинами имеет место также у с. Байгузина на юге и в Казаякском районе на севере. На западном борту Предуральского прогиба, а также на огромной прилегающей к нему части Русской платформы мощность соленосного горизонта значительно уменьшается, каменная соль из разреза выпадает и соленосный горизонт переходит вначале в чисто ангидритную, а еще западнее – в карбонатно-ангидритную фацию. При этом по крайней мере на отдельных участках западной полосы между отложениями галогенной формации и артинскими известняками обнаруживается кратковременный перерыв, сопровождающийся размывом артинских пород и выпадением аналогов нижних частей соленосного горизонта. На восточном борту Предуральского прогиба и на западном склоне Урала мощность соленосного горизонта также значительно сокращается, каменная соль из разреза выпадает и низы горизонта переходят в песчано-сланцевую толщу артинского облика с прослоями тонкослоистых гипсов, верхи же – в свиту слоистых и массивных гипсов.

Таким образом, в составе соленосного горизонта явственно намечаются три

фациально различные полосы или зоны: западная (платформенная) – карбонатно-ангидритная, центральная (совпадающая с Предуральским прогибом) – соленосная и восточная (Западный склон Урала, Восточный борт прогиба) – терригенно-гипсовая.

Второй или гипсово-ангидритовый горизонт однообразнее по составу. Основную массу слагающих его пород повсеместно образуют массивные (реже слоистые) ангидриты и происшедшие из них вторичные гипсы (об этом см. главу V); в качестве второстепенных членов к ангидритам и гипсам присоединяются карбонатные прослои, достигающие иногда нескольких метров (и даже свыше 10–15 м). В верхних частях горизонта к ангидритам начинается подмешиваться глинистый материал, и сплошная толща сульфатов превращается в чередование серых глинистых ангидритов и серых загипсованных глин. Это явление слабо выражено в платформенной части Приуралья, резче в области прогиба и особенно резко в восточной полосе, где над гипсами выделяется целая терригенная свита глин и мергелей (верхняя). Обращает на себя внимание частое наличие карбонатных слоев в верхах гипсово-ангидритового горизонта. На востоке известняки, мощностью 25–30 м, налегают непосредственно на гипсы, подстилая, таким образом, глинисто-мергельную пачку. Западнее – в прогибе и на платформе – они лежат то непосредственно над химическими осадками, под переходной толщей, то отделяются от ангидритов прослоем глин, то, наконец (и весьма нередко), отсутствуют вообще, замещаясь, по видимому, частью терригенными, частью галогенными отложениями. Все это не позволяет считать известняки с кремнями на западе и прослои известняков над гипсами на востоке одним и тем же стратиграфическим пластом, но все же дает возможность обособить верхнюю часть гипсово-ангидритового горизонта как своеобразную литологическую пачку, характеризующуюся обилием непостоянных, но иногда значительных по мощности, карбонатных прослоев. Характерно, что пачка эта как бы завершает период чисто хемогенной седиментации, являясь предвестником нового, по преимуществу терригенного, осадкообразования. В областях развития аллакаевского типа кунгура (В. Аллакаево и юг Карлинской складки) гипсово-ангидритная толща замещается сульфатизированными глинами, мергелями, песчаниками. Над Западным и Восточным массивами такое замещение происходит лишь частично и на очень малой площади.

Еще более однообразен состав верхнего горизонта кунгура. На западе (на платформе) и в центральной части (в прогибе) он представлен целиком сульфатизированной переходной толщей. На востоке – частью также переходной (очень маломощной) свитой, частью же, вероятно, типичными уфимскими красноцветными отложениями (?). Степень сохранности переходной толщи и характер ее контакта с уфимскими отложениями целиком определяются тектоникой галогенных отложений. В областях мульдообразных прогибов кровли кунгура переходная толща достигает наибольшей мощности, ее переход в уфимские породы – постепенный; на вздутиях кровли галогенных осадков переходная толща резко утонена, либо же отсутствует совсем, и уфимская свита ложится на более или менее глубоко размывтые слои галогенных отложений.

Окидывая строение кунгура общим взглядом, нетрудно подметить, что наибольшее разнообразие хемогенных фаций и наибольшая напряженность хемогенной седиментации характеризует низы его, тогда как в верхах преобладают уже процессы осаждения обломочных частиц, хемогенное же осадкообразование резко ослаблено и фации его довольно монотонны.

Бросается в глаза также удивительная зависимость состава и мощностей кунгура от морфологии его артинского ложа. В областях артинских депрессий мощности кунгура максимальны, а в составе разреза присутствует и нижний соленосный горизонт. Над поднятиями артинского ложа, – будут ли это по-

гребенные рифовые массивы или же антиклинали, – мощность кунгура резко уменьшена и стратиграфически разрез неполон, включая лишь средне- и верхнекунгурские толщи (ангидритную и переходную). Получается впечатление, что кунгурские осадки как бы заполняли готовые ванны, переходя потом и на разделяющие их поднятия, причем вполне вероятно, что заполняемые ванны в процессе седиментации испытали некоторые дифференциальные прогибания относительно разделяющих их поднятий.

## 9. Общие черты палеогеографии и истории накопления кунгурских галогенных отложений Башкирского Приуралья

В заключение остановимся вкратце на основных моментах палеогеографии и истории накопления кунгурских отложений, стратиграфию которых мы только что разъяснили.

Начальным моментом формирования кунгурской галогенной толщи Башкирского Приуралья является превращение в конце верхнеартинского века нормального морского водоема в соленую лагуну, осаждающую хемогенные осадки.

Это превращение явилось следствием “удачного совпадения” двух основных процессов, характеризовавших конец нижнепермского времени в северо-западной части Евразии. Первым процессом было значительное расширение аридной полосы за счет гумидных зон, расширение, захватившее громадные площади и включившее Башкирское Приуралье в зону засушливого климата (см. рис. 25).

Вторым процессом явились значительные эпейрогенические поднятия, охватившие территорию Предуральяского прогиба и соседние с ним участки в конце верхнеартинской эпохи. Как следует из изучения контакта галогенных и артинских пород (рис. 26), на юге прогиба в Ишимбаевском районе в это вре-

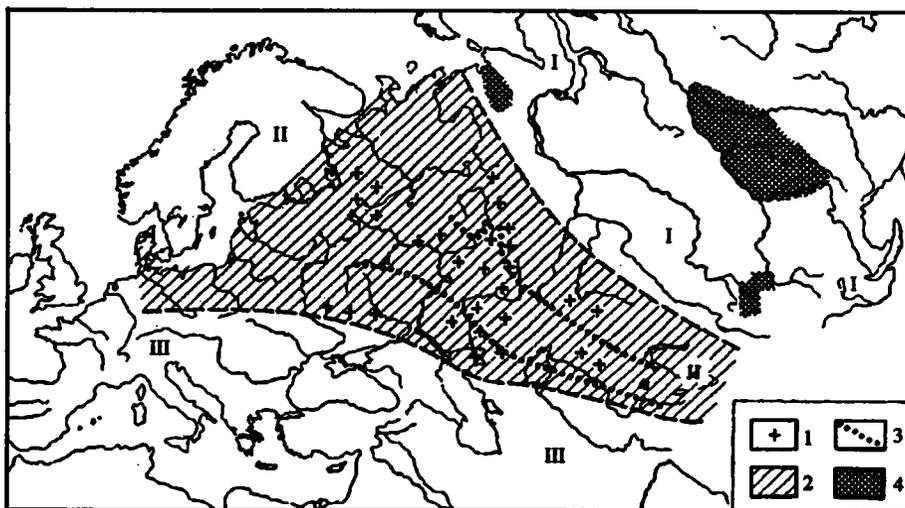
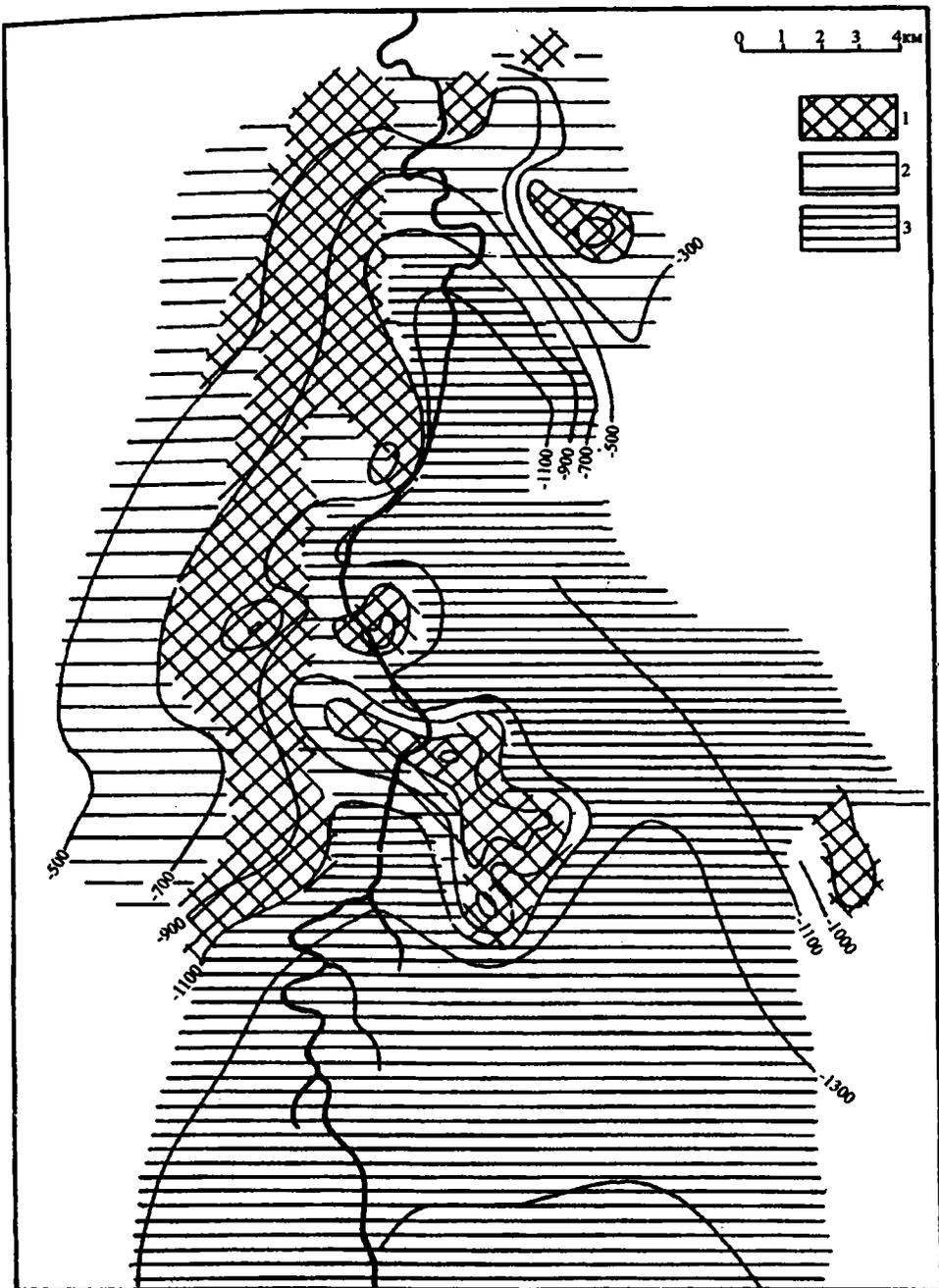


Рис. 25. Климатическая, зональность нижнепермской эпохи на северо-западе Евразии

1 – галогенные отложения; 2 – зона аридного климата в кунгуре; 3 – граница аридной зоны в артинскую и верхнекарбонную эпохи; 4 – угленосные отложения. I – северная гумидная зона; II – аридная зона; III – южная (тропическая) гумидная зона



**Рис. 26.** Характер контакта артинских и кунгурских отложений  
 1 – кунгурские отложения отделены от артинских ясно выраженным перерывом; 2 – область гипотетического распространения перерыва; 3 – кунгурские отложения залегают на артинских согласно и связаны постепенными переходами

мя обнажились все погребенные массивы, значительная часть Покровско-Рязановской зоны и многие участки в промежутке между ней и погребенными массивами. Севернее приподнялись верхние части Шиханской, Карлинско-Пастушинской, Николаевско-Воскресенской структур и Рязано-Охлебининского вала. Покрытыми водой остались лишь центральные части Предуральского прогиба, мульды Симская, Бельская, Салиховская и др., в которых седиментация без перерыва шла в послепермское время.

Приподнятые на западе участки дна затруднили доступ в прогиб морских вод, и именно это обстоятельство, в условиях возраставшей аридности климата, и было непосредственной причиной превращения нормального морского водоема в лагуну.

Осолонение лагуны очень быстро дошло до высоких ступеней и после кратковременной переходной сульфатной седиментации в ней началась садка галита и полигалита. На востоке хемогенные осадки сменялись терригенно-сульфатными отложениями основания галогенной формации.

Указанные условия существовали лишь в самые первые моменты образования галогенной формации, примерно, в эпоху отложения первого солевого комплекса.

В дальнейшем начинаются общие опускания Предуральского прогиба и в связи с этим – расширение площади лагуны, имеющее характер настоящей трансгрессии соленых лагунных вод. К началу отложения второго солевого комплекса лагунные воды заходят в депрессионные участки между погребенными массивами и Покровско-Рязановской зоной, к концу же этого отрезка времени появляются и в наиболее пониженных частях Рязано-Охлебининской полосы. Одновременно лагунные воды трансгрессируют на восток, в сторону Уральского хребта, и над терригенным (песчано-гипсовым) базальным горизонтом здесь начинается отложение чистых сульфатных (ангидритных) свит. Внутрилагунные поднятия – погребенные массивы, шиханская складка и т.д. – также заполняются осадками в своих нижних частях. В эпоху отложения верхнего солевого комплекса погружения и лагунная трансгрессия продолжают. Мели в области Рязано-Охлебининского вала и острова на месте погребенных массивов, шиханской и других складок постепенно скрываются под уровнем соленой воды, а связи лагуны с морем Русской платформы все расширяются.

Это последнее обстоятельство приводит, наконец, к тому, что приток морской воды в лагуну становится большим, чем ее испарение. Начинается распреснение лагунных вод. Господствовавшая ранее галититовая седиментация отныне прекращается; кончается формирование соленосного горизонта, и начинается отложение ангидритовой толщи. В эпоху возникновения последней лагуна весьма широко связана с морем Русской платформы. Режим этого моря, впрочем, был в это время по существу лагунным благодаря чему сульфатная седиментация в ишимбаевской лагуне сохранялась в полной силе.

Третий и последний этап в истории лагуны определяется началом горообразовательных движений на западном склоне Урала. Поднимающиеся цепи сбрасывают в Предуральский прогиб массу обломочного материала, который постепенно засыпает лагуну. Хемогенная сульфатная седиментация все больше подавляется терригенной, точнее терригенно-карбонатной. В первые моменты, при не очень быстрой подаче терригенного материала, окисные соединения железа успевают редуцироваться в илах и окраска терригенных пород остается серой. Позже, с ускорением обломочной седиментации, редукция окисного железа подавляется, и отложения становятся красноцветными. Возникает переходная толща галогенной формации.

Таким образом, история предуральской нижнепермской лагуны резко от-

лична от привычной, шаблонной истории лагунного водоема и сводится не к прогрессирующему сокращению и осолонению бассейна, а к постепенному расширению его, распреснению и засыпанию обломочными осадками.

В ходе седиментации кунгурской лагуны наблюдается ряд интересных закономерностей, раскрытие которых, однако, требует детального литологического и геохимического изучения галогенных пород.

Изложение этих данных составит содержание второй части монографии; отдельные вопросы освещены в статьях автора [Страхов, 1941; Страхов, Цветков, 1943а, б; Страхов, Старынкевич-Борнеман, 1943; Страхов и др., 1943].

## **Глава IV**

### **Пластическая тектоника кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья и ее генезис**

В литературе, посвященной соляной тектонике, распространенным является представление о ней, как о структуре, созданной внутриформационными перемещениями только соли, без участия других членов формации, в частности, ангидритов и глин. Рядом авторов большое значение придается при этом процессам гидратации ангидритов и сопровождающему их увеличению объема. Ходячей схемой стала за последнее время также гравитационная (гидростатическая) концепция генезиса соляных структур, оперирующая, главным образом, весом налегающих на соль пород, без учета тангенциальных давлений.

Несмотря на широкое распространение этих идей, нельзя сказать, чтобы они были достаточно обоснованы фактическим материалом. Характерно, что тектонический анализ соляных структур проводился последнее время на таких регионах (например, Персия, область Гольфа в США, Урало-Эмбенский район у нас), где галогенные толщи лишь слегка вскрываются в естественных обнажениях или же буровыми скважинами и где о поведении разных членов галогенных формаций можно было скорее догадываться, чем судить на основании точных данных.

Территория Ишимбаевского Приуралья с этой точки зрения представляет выдающийся интерес, ибо здесь мы имеем редчайший случай, когда бурение не только слегка касается сверху галогенной формации, но проходит всю ее, давая возможность следить за изменениями состава формации в разных тектонических условиях и таким путем подойти ко всем основным вопросам соляной тектоники с "мерой и весом", столь необходимыми в такой сложной проблеме.

Такое положение дел придает изучению тектоники галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья, помимо частного (регионального), еще общий теоретический интерес, поскольку на этом материале можно с успехом проверить очерченные выше общие представления о сущности солевой тектоники и о механизме ее возникновения.

## 1. Общий характер тектоники галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья

Анализ современной тектоники галогенной толщи удобно начать с рассмотрения характера ее кровли и ее соотношений с конфигурацией ложа. Карта (рис. 27) дает необходимые для этого данные.

При построении этой карты за кровлю кунгура принималась верхняя граница переходной толщи, там же, где последняя отсутствует, – верхняя граница химических осадков. Большая часть карты основана на буровых данных, но учтены также поверхностные выходы кунгура, заснятые при геологическом картировании Ишимбаевской территории.

Изучая структурную карту кровли кунгура, нетрудно видеть, что поверхность эта отличается весьма сложной конфигурацией. В ней отчетливо выделяются несколько высоких валообразных вздутий и разделяющих их глубоких мульдообразных прогибов. В целях более четкого их выделения удобно за нижнюю границу валообразных вздутий принять изогипсу  $-100$  м, за верхнюю же границу мульд – изогипсу  $-300$  м; промежуточную зону ( $-100 \div -300$  м) можно считать областью взаимного перехода этих двух гипсометрически противоположных элементов или же – склоном вздутий. При таком подходе обрисовывается целая серия вздутий и мульд. На крайнем западе располагается Аллагуватово-Покровское вздутие (I), к востоку от него меридиональное Кусяпкулово-Ишимбаевское поднятие (II) с Яр-Бишкадакской широтной ветвью, затем Смакаевское (III) и Байгузинское (IV) поднятия, на юге – Термень-Елгинское (V) и Машашское широтные поднятия. Некоторые из перечисленных вздутий смыкаются друг с другом с помощью перешейков или просто на определенных участках сливаются. Тем самым отчетливо оконтуриваются промежуточные депрессии или мульды: Кашкаринская, Кажакская, Ишимбаевская, Смакаевская, Кузьминовская, Байковская. Построение более детальных карт (масштаба 1:10 000) для некоторых участков вздутий показало, что истинная конфигурация последних, вероятно, гораздо сложнее, чем мы это можем выяснить имеющейся сетью буровых скважин. Участки, приподнятые на близких расстояниях, сменяются иногда глубоко опущенными, и на общем холмообразном теле поднятий и корытообразном теле – мульд – обрисовывается многочисленная мелкая “рябь”. Абсолютные отметки на вздутиях обычно выше 0 и достигают  $+126$  и даже  $+170$  м; в центральных частях впадин они падают до  $-318$  и  $-365$  м на севере и до  $-751 \div -851$  м на юге.

Характернейшую черту Ишимбаевского кунгура составляет то обстоятельство, что между рельефом ложа этой толщи и рельефом кровли ее по существу нет ничего общего. Несходство этих двух структурных поверхностей впервые было отмечено П.М. Михалевым в 1934 г. после первых бурений смакаевских скважин, затем неоднократно подчеркивалось Б.Б. Ишерским [1938], авторами “Геологии и нефтеносности Западной Башкирии” [1940], но в полной мере оно вскрылось лишь теперь, после бурений 1941–1942 гг. Из непосредственного рассмотрения карт можно убедиться, что лишь единичные кунгурские поднятия (например, Кусяпкулово-Ишимбаевское) проходят, и то не на всем своем протяжении, – над артинскими массивами: обычно же вздутия кровли кунгура располагаются над глубочайшими артинскими депрессиями (например, Термень-Елгинское, Смакаевское, Байгузинское). Равным образом и депрессии кровли кунгура локализуются не только над артинскими впадинами, но частью и над массивами (например, Кашкаринская мульда, частью Ишимбаевская, пролив, соединяющий Кажакскую и Мало-Байковскую мульды). Вообще изогипсы рельефа кровли артинских пород и кровли кунгура се-



**Рис. 27.** Поверхность кунгурских отложений (структурная схема по поверхности переходной толщи)

Высота залегания кровли кунгура на вздутиях, м: 1 – выше +100; 2 – от +100 до -100; 3–6 – высота залегания кровли кунгура в мульдах, м: 3 – от 0 до -100, 4 – от -100 до -300, 5 – от -300 до -400, 6 – ниже -400; 7 – граница значительного развития солей; 8 – граница соленосной фации; 9 – границы высокого залегания кровли кунгура по геологической карте; 10 – диапировые прорывы ангидритов; 11 – изопачиты; 12 – скважины. Вздутия кровли кунгура: А – Аллагуватовское; В – Ишимбаевское; С – Кусянкулово-Смакаевское; D – Богданово-Байгузинское; E – Шиханское; F – Салиховское; G – Малобанковское; J – Машашское; K – Термень-Елгинское; L – Кинзиковское; M – Бурлюкское. Мульдобразные прогибы кровли переходной толщи: I – Кашкаринская мульда; II – Кусянкуловская мульда; III – Урман-Бишакдакская мульда; IV – Смакаево-Байгузинская мульда; V – Новоивановская мульда; VI – Кажакская мульда; VII – Кузьминовская мульда; VIII – Банковская мульда; IX – Западно-Аллакаевская мульда; X – Аллакаевская мульда. Изогипсы проведены через 100 м

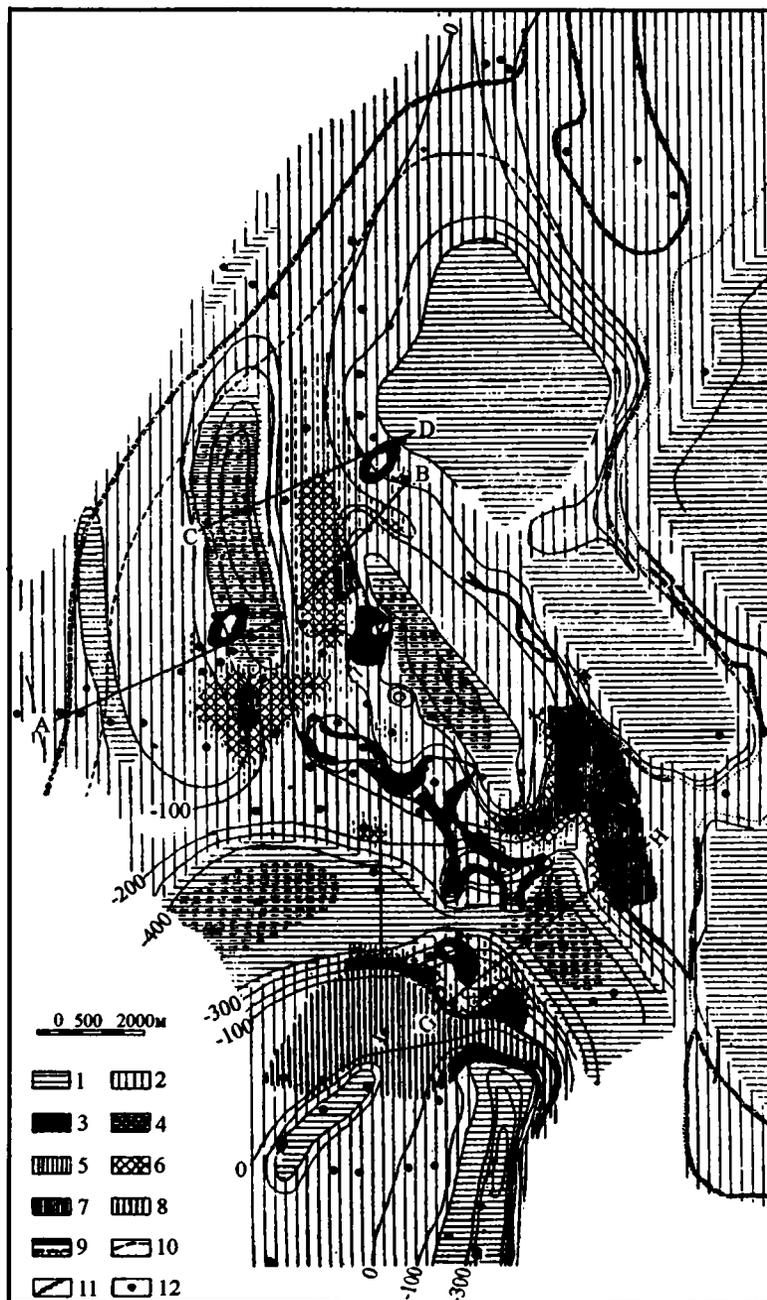


Рис. 28. Соотношение мощности солей и гипсометрии кровли кунгура

1 – области выжимания каменной соли, ангидритов и глин – центральные части мульдообразных прогибов кровли кунгура; 2 – области аккумуляции выжатых из-под мульд пород – периферические части мульд и территории вздутый кровли кунгура; 3 – надвиги соли на поверхность погребенных артинских массивов; 4–8 – мощности каменной соли: 4 – соль зажата нацело или почти нацело (мощность меньше 120 м), 5 – мощность соли от 300 до 400 м, 6 – то же, от 400 до 500 м, 7 – то же, от 500 до 600 м, 8 – то же, свыше 600 м; 9 – тектонические контакты гипсов кунгура и красноцветных уфимских пород; 10 – граница мощного первичного развития каменной соли; 11 – первичная граница соленосной фации вообще; 12 – скважины

кут одни другие самым разнообразным образом, указывая на полную независимость верхней структурной поверхности от нижней.

Чтобы вскрыть причину такой дисгармонии, полезно сопоставить рельеф кунгурской кровли с распространением и мощностями каменной соли.

Из рассмотрения соответствующих данных на карте (рис. 28) вытекает, что между буровыми мощностями соли и гипсометрией кунгурской кровли существует самая прямая и непосредственная связь. На площади Кусяпкулово-Ишимбаевского вздутия и его восточной ветви мощности соли колеблются от 288 до 452 м, на Смакаевском поднятии – от 546 до 602 м, на Термень-Елгинском – от 386 до свыше, чем 852 м (причем ближе к последней цифре, чем к первой), на Юлдашевском – от 610 до 745 м. Только на Аллагуватово-Покровском вздутии мощности соли значительно меньше; в юго-восточной его части они измеряются 217–591 м, на остальных же участках составляют всего 70–150 м, что, вероятно, стоит в связи с общим первичным выклиниванием соли, происходящим как раз на территории этого вздутия.

В депрессиях, разделяющих вздутия, картина совершенно иная. В центре Кажакской впадины скв. 1/27, 2/27, 3/27, 4/27 не встретили соли совсем, а по периферии депрессии соль обнаружена с мощностями в 199 и 273 м (скв. 2/31 и 1/31). В проливе, соединяющем Кажакскую и Кузьминовскую впадины, каменная соль большинством скважин не обнаружена вообще; там же, где она встречена, она имела буровую мощность всего в 128–139 м. В северном отроге Кузьминовской впадины соль также часто отсутствует, либо имеет в общем небольшую мощность (216–218 м). В центральной части этой впадины скв. 1/29 дала всего 105 м соли, а скв. 5/29 около 220 м. Во впадине Ишимбаевской несколько скважин не дали соли совсем, одна 96 м и лишь единственная скв. 7/5, располагающаяся по периферии депрессии, вскрыла 566 м соли. В Кашкаринской впадине соль имеет мощность от 0 до 95 м, в Яр-Бишкадакской единственная скважина дала 30 м соли. Из всех этих данных вытекает совершенно отчетливо, что *со впадинами кунгурской кровли совпадает минимум солевых мощностей или же соль отсутствует совсем, со вздутиями же этой структурной поверхности – резко выраженный максимум каменной соли*. Так как такое распределение солей никоим образом не отражает особенностей артинского ложа, то оно может рассматриваться исключительно как вторичное явление, обязанное перераспределению пластичных солевых масс внутри кунгурской толщи при послекунгурских тектонических процессах. При этом места выжимания (удаления) солей естественно дали впадины в кровле кунгура, а места вторичных скоплений солей образовали вздутия.

Современная гипсометрия кровли кунгура есть, таким образом, своеобразное отражение соляной тектоники, возникшей в толще кунгурских отложений при их послекунгурских деформациях.

Но только ли одни деформации и перетекания солей определили конфигурацию кунгурской кровли? Ответ на это дает изучение мощностей гипсово-ангидритного горизонта, вскрывающее ряд интереснейших соотношений. Так, в Кашкаринской мульде мощности гипсово-ангидритного горизонта колеблются от 34 до 100 м, в Кажакской – от 100 до 161 м, в Кузьминовской – от 70 до 135 м, в Яр-Бишкадакской – 166–235 м. В общем же мощности гипсово-ангидритного горизонта в области мульды колеблются обычно между 100 и 150 м, спускаясь иногда до нескольких десятков метров. Иное дело на площадях вздутий. На Покровско-Аллагуватовском вздутии мощность гипсово-ангидритного горизонта колеблется обычно от 200 до 340 м, на Кусяпкулово-Ишимбаевском – от 290 до 365 м, на Термень-Елгинском – от 250 до 425 м, на Смакаевском – от 245 до 545 м, на Байгузинском – 285 м, на Юлдашевском –

от 285 до 370 м. Таким образом, на вздутиях мощность гипсово-ангидритного горизонта обычно свыше 250 м, иногда же достигает 400–500 м. На крыльях вздутий, в зонах, переходных к мульдам, встречаются обычно значения между 150–250 м, но в отдельных случаях и очень малые мощности, в десятки метров (например, скв. 1/8 – 85 м, 21/3 – 80 м, 3/14 – 71 м и др.). Изредка такие уменьшенные мощности гипсово-ангидритного горизонта попадают и в вершинных частях вздутий кровли галогенной формации, но здесь они совершенно не характерны и тонут в массе высоких цифр.

Итак, мощности гипсово-ангидритного горизонта разительно повторяют картину распределения мощностей каменной соли. В обоих случаях к областям вздутий привязаны максимальные накопления, к областям мульд – минимальные мощности.

Обращаясь к вопросу о причинах подобного рода локализации пород гипсово-ангидритного горизонта, необходимо иметь в виду, что сосредоточение наибольших мощностей этого горизонта на вздутиях может иметь весьма разнообразный генезис. Оно может быть следствием активных перетеканий ангидритов из-под мульд во вздутия (наподобие солей), но его может вызвать и чисто поверхностный процесс гидратации ангидритов, сопровождающийся, как известно, возрастанием объема на 54–67%; наконец, оно может представлять следствие комбинаций обоих названных процессов.

Чтобы разобраться в этой сложной ситуации, необходимо в первую очередь выяснить распределение и генезис гипсов галогенной толщи на территории Ишимбаевского Приуралья.

Несмотря на то, что литологии галогенной толщи этой территории посвящен ряд работ, генезис гипсов до работ БНЭ остался совершенно неясным. Тот факт, что гипсы чаще всего приурочиваются к верхней части формации, указывает, как будто, на их вторичный генезис за счет гидратации ангидритов. Но частое переслаивание гипсов с ангидритами, наоборот, говорит скорее в пользу первичного, седиментационного, генезиса гипсов. Для уверенного выхода из этой дилеммы не хватало фактического материала.

Чтобы получить надежный документальный базис для суждения о генезисе гипсов, автором была составлена карта распространения гипсов на различных участках формации, причем для ясности за топографическую основу взята кровля гипсово-ангидритного горизонта (по существу повторяющая карту кровли переходной толщи)<sup>6</sup>. Из изучения этой карты видно, что на валообразных поднятиях этой кровли гипсы почти всегда (за редчайшими исключениями) присутствуют и часто с очень большими мощностями, замещающая на 30–40–50–80 и даже 100% входящие в состав кунгура ангидриты. В мульдообразных впадинах кровли кунгура гипсы констатируются лишь по периферии и нацело отсутствуют в центральных, наиболее пониженных участках. Этими наблюдениями вторичный характер гипсов галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья ставится вне сомнения.

Вместе с тем, мы получаем в руки фактор для расшифровки повышенных мощностей гипсово-ангидритового горизонта на вздутиях сравнительно с мульдами.

Дальнейший анализ этого фактора показывает, однако, что одного его далеко недостаточно для удовлетворительного разъяснения повышенных мощностей на вздутиях. В самом деле, допустим, что увеличение объема при гипсовании ангидритов реализуется в одном вертикальном направлении. Тогда, зная общую мощность гипсов над вздутиями кровли кунгура, можно подсчитать, что гидратация ангидритов должна была дать прирост мощностей гипсо-

<sup>6</sup> См. главу V, рис. 42.

во-ангидритового горизонта от 50 до 80 м как максимум. Для оценки значения этих цифр необходимо напомнить, что мощности гипсово-ангидритного горизонта в мульдообразных понижениях кровли формации всегда меньше 150 м и часто меньше 100 м, тогда как на вздутиях они обычно свыше 250 м, а нередко свыше 300–400 м. Совершенно ясно, что даже в идеальных условиях течения процесс гидратации не мог дать тех мощностей гипсово-ангидритового горизонта, какие мы имеем на деле в области вздутий кровли формации. А между тем далеко не доказано, что расширение объема при гидратации шло только в вертикальном направлении, равно как не доказано и то, что самый прирост объема был равен теоретическим 57–64%. Отсюда следует, что возрастание мощностей гипсово-ангидритового горизонта на вздутиях есть в основе своей тектоническое явление, связанное с перемещением ангидритов из-под мульд кровли формации ко вздутиям. На этот основной процесс в какой-то не определенной, но видимо очень небольшой степени наложились влияние гидратации ангидритов.

Понятно, что подобного рода внутрiformационные перемещения ангидритов принципиально происходили не только в гипсово-ангидритовом горизонте, но и на более глубоких уровнях галогенной толщи. Только уловить их там из-за сложного строения соленосного горизонта пока не представляется возможным.

Так как в составе гипсово-ангидритового горизонта, помимо сульфатов, встречаются иногда прослой глины заметной мощности (5–15 м), то представлялось интересным выследить отношение таких глинистых слоев к рельефу кровли формации. Крупные прослой глины констатированы – в скв. 2/8, 13/8, 19/2, 16/14, 72/14, 5/4, 1/5, 2/5, 105/21, 4/23 и др. При нанесении их на карту оказалось, что все они ложатся на участки вздутий кровли кунгура, полностью отсутствуя в мульдообразных ее прогибах. После сказанного выше такое совпадение отнюдь не может рассматриваться как случайное. Поскольку глинам вообще присуща пластичность, нужно думать, что локализация мощных глинистых пластов на вздутиях и их отсутствие в мульдах есть следствие тектонического выжимания их из-под мульд и перемещения во вздутия.

Итак, современная конфигурация кровли кунгурских отложений есть суммарное выражение значительных внутрiformационных перемещений, которые испытали, в сущности, все главные породы, образующие кунгурскую толщу: соли, ангидриты, глины, каждая сообразно своей пластичности: соль > ангидритов, ангидриты > глины. Из-под мульд все эти породы выжимались во вздутиях – аккумуляровались.

Современное залегание названных пород хорошо видно на рис. 29–32.

Наличие крупных внутрiformационных перемещений кунгурских пород доказывается не только их современным распределением внутри формации и теснейшей связью их мощностей с рельефом кровли формации, но и самой структурой пород, несущей бесчисленные следы тектонических воздействий на них.

Что соль действительно перемещалась, видно по обилию и разнообразию в ней брекчиевидных разностей. Как правило, в штуфах довольно чистой прозрачной соли в большом изобилии включаются явно раздавленные и вмятые куски инородных пород, главным образом, глины и ангидрита. Глина (серая, зеленовато-серая, черная) образует по преимуществу угловатые, щебенчатого вида куски от мелкой крошки в 1–1,5 мм до 5–8 см. Поверхность кусков обычно не притерта и не несет следов штриховатости, но встречались и отполированные до блеска и вместе исштрихованные галькоподобные включения. Нередко глина просто затирается по трещинам или в контакты между кристаллами, образуя тонкие, глинистые пленки и жилкоподобные включения в

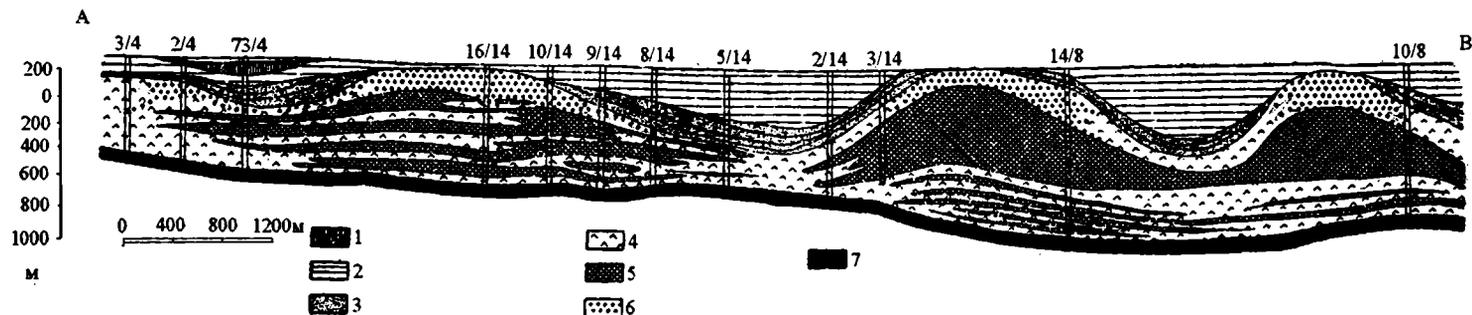


Рис. 29. Общий разрез через вздутия и мульды кровли кунгура Ишимбаевского района

Условные обозначения к рис. 29 – 32

1 – третичные отложения; 2 – уфимские отложения ( $P_2^{uf}$ ); 3 – переходная толща  $P_{1,2}$ ; 4 – ангидриты; 5 – соли; 6 – гипсы; 7 – артинские отложения

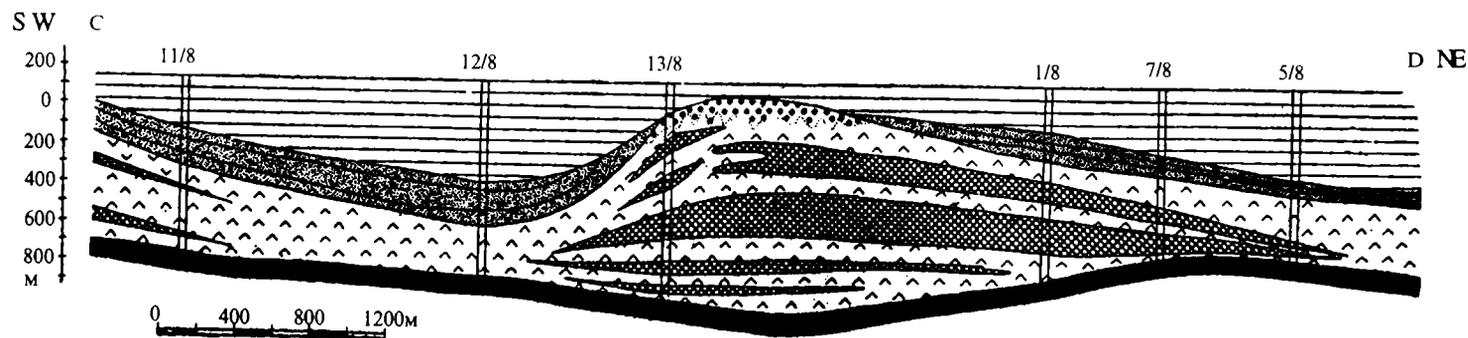
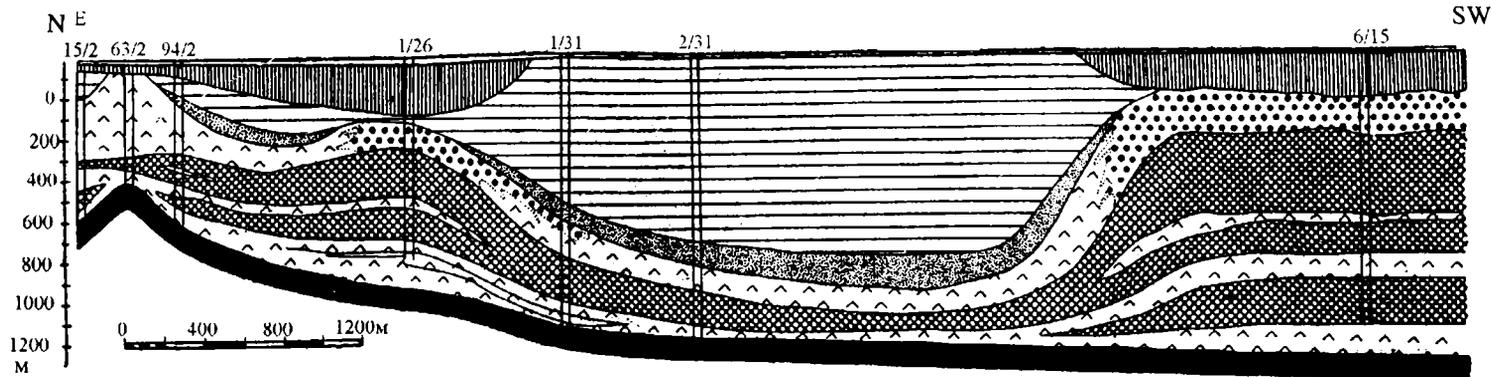
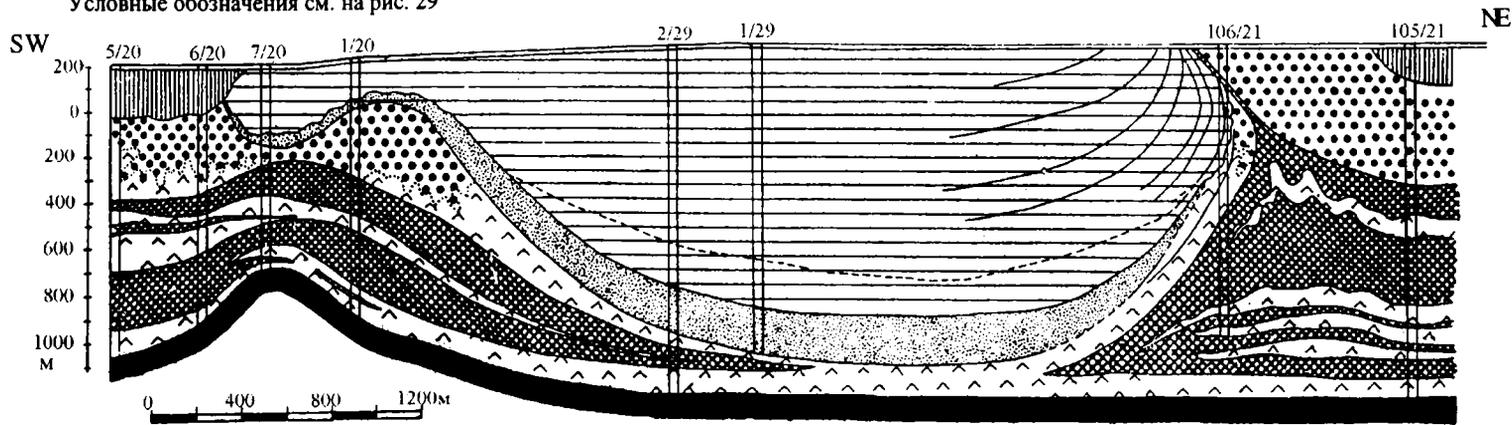


Рис. 30. Разрез через северную часть Ишимбаевского вздутия и прилежащие мульды

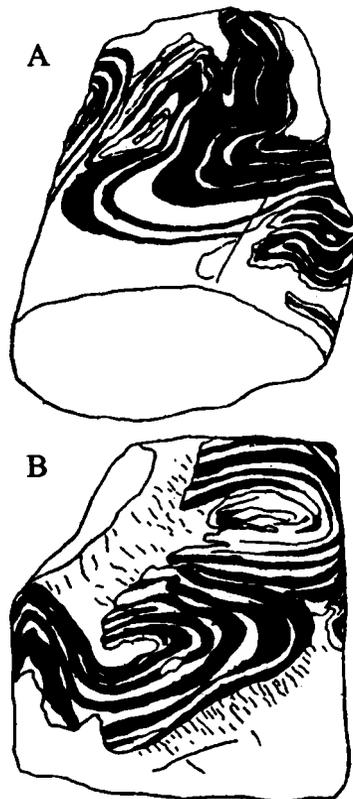
Условные обозначения см. на рис. 29



**Рис. 31.** Разрез через Кажакскую мульду  
Условные обозначения см. на рис. 29



**Рис. 32.** Разрез через Кузьминовскую мульду  
Условные обозначения см. на рис. 29



**Рис. 33.** Деформации каменной соли в ядрах кунгура Ишимбаевского района  
 А – скв. 7/5, обр. 142. Кусок тонкослоистого галитита (черные полосы) в массивном крупнокристаллическом галитите (белое). В – скв. 7/5, обр. 44 – то же

соли. Ангидрит также встречается в виде кусков, вмятых в глину, но обычно затерт по трещинам в виде прихотливой примазки. Очень показательны находки кернов со слоистыми породами, образованными тонким переслаиванием ангидрита и галита; эти слоистые породы обычно сгофрированы в интенсивнейшие (плойчатые) микроскладки, обрывки которых во всевозможных положениях находятся в соли (рис. 33, А и В). Следы интенсивных перемещений, сопровождавшихся резким вторичным перераспределением вещества, наблюдаются и вне брекчий. Очень часто в галитите, содержащем заметную примесь ангидрита, последний распределен в виде цементной пленки между совершенно чистыми кристаллами NaCl, отчего получается структура каменной кладки. Нередко кристаллы соли вытянуты в одном направлении и резко утонены, отчего соль при ударе рассыпается на игольчатые куски. На контакте с косостоящими в керне ангидритовыми кусками наблюдались замечательные случаи искривления этих игольчатых кристаллов (по ходу движения куска). В других ядрах встречались зеркала скольжений со штриховкой на них.

Не менее показательные следы внутриформационных перемещений вещества обнаруживаются в ангидритах. Просматривая любую скважину, можно заметить, что углы наклонов ангидритовых пластов меняются непрерывно и в очень широких пределах.

Обычно в основании формации углы падения незначительны (1–3–5°), либо же пласты лежат горизонтально. Выше (на расстоянии в десятки метров) наклоны достигают значений 20–30–45°, затем 70° и даже 90°. В средних частях разреза именно эти значения (45–90°) являются преобладающими, сменяя друг друга на отдельных уровнях, а затем в верхних частях разреза наклоны постепенно ослабевают до 45–20°, конечно, с отклонениями в обе стороны.

У тонкослоистых ангидритов одновременно наблюдаются разнообразнейшие проявления микроскладчатости в виде пloyчатых, кишечных ангидритов и т. д., причем микроскладчатость может охватывать слои от нескольких миллиметров до десятков сантиметров толщиной. Морфология этих микроструктур применительно к нашему району была подробно описана и изображена А.А.Богдановым [1935]. В проявлении микроскладчатости следует подчеркнуть два принципиально важных момента, недостаточно подчеркнутых или неверно истолкованных этим автором. Во-первых, пloyчатость и микроскладчатость ангидритов полностью воспроизводит аналогичные явления, изобильно встречающиеся в гипсах; во-вторых, микроскладчатость не привязана к какому-либо определенному элементу рельефа артинского ложа формации, но встречается повсеместно как в области погребенных массивов, так и на их склонах и в депрессиях артинского фундамента. Первое обстоятельство доказывает, что пloyчатость и микроскладчатость в гипсах отнюдь не должны толковаться как следствие увеличения объема при гидратации ангидритов. Наоборот, эта структура была просто унаследована гипсами от ангидритов и нет пока никаких объективных доказательств того, что она вообще возникает при гипсовании.

Второе обстоятельство доказывает, что и подводные оплывания осадка, принимаемые А.А.Богдановым в объяснение генезиса микроскладчатости, в действительности не имели прямого отношения к генезису этих структур ангидритов, ибо оплывания понятны по склонам артинских поднятий, но совсем непонятны на плоском дне артинских депрессий. К тому же “оплывания” слишком насыщают разрез галогенной формации. В действительности, пloyчатость и микроскладчатость ангидритов суть следы не подводных оплываний, а пластических межпластовых перемещений этих пород при выжиманиях их в одних местах (мульдах) и аккумуляции в других (вздутях).

Такое понимание пloyчатости и микроскладчатости ангидритов существенно в том отношении, что дает ключ к истолкованию резких и незакономерных изменений углов наклона этих пород от 20 до 90° на интервалах в метры и десятки метров. Между этими столь разными явлениями существует теснейшая связь и взаимные переходы.

Микроскладчатость с амплитудой складок в немногие миллиметры постепенно переходит в макроскладчатость с амплитудой в метры и десятки метров. Но разные масштабы явления приводят к разному проявлению его в буровом материале. Миниатюрные микроскладки целиком видны в штуфах. Метровые и более крупные складки отражаются в керновом материале пестрой сменой углов падения от 25 до 90°.

Чрезвычайно распространена в ангидритах также трещиноватость, особенно заметная на плотных массивных ангидритах и известняках. Косо к керну под углом 45–70° идут серии неправильных ветвящихся трещин, тончайших (доли мм), то в 1–2–3 и более сантиметров. Эти трещины часто соединяются одни с другими, сплетаясь в сложную сеть, причем участки, особенно богатые трещинами, сменяются полосами, относительно бедными или же лишенными трещин вообще. Разделенные трещинами обломки только слабо смещены друг относительно друга или не смещены совсем. Сами трещины всегда заполнены инородной массой, чаще всего темной или буровато-серой,

иногда черной глиной, реже мергелем, глинистым песчаником или доломитом. Эти породы как бы с силой вмяты в пустоты трещин, выжаты из их первичного слоистого залегания и загнаны как пластичная масса в позже образованные пустоты. Интересно, что глина и даже доломит при этом не всегда развальцованы, а часто сохраняют свою тонкую слоистость. Раздробленность ангидритов с заполнением пустот идет порою настолько далеко, что отдельные участки приобретают характер настоящих брекчий: ангидрит (или доломит) превращен в обтертые крупные и мелкие куски, лежащие в глине, развальцованной, со следами скольжений, штриховатостью и т. д.

Перечисленные особенности структуры и залегания пород трудно толковать иначе, чем явления, сопутствующие их внутриформационным перемещениям и тем самым выдающиеся наличие этих последних.

Итак, анализ мощностей и условий залегания каменной соли, гипсово-ангидритового горизонта, глин, особенности структуры самих этих пород приводят к согласному и единственно возможному заключению, что дисгармония кровли и подошвы кунгурских отложений есть следствие обширных внутриформационных перемещений, которым подверглись в разной степени все главные породы галогенной кунгурской формации. Тем самым строго доказывается соляной характер современной тектоники кунгурской толщи – и одновременно исправляется и расширяется само представление о соляной тектонике вообще.

Соляно-тектонические структуры, как оказывается, вовсе не являются структурами, обусловленными перемещениями только каменной соли. В создании их принимают участие аналогичные перемещения и всех остальных пород формации, сообразно их пластичности, и каменная соль является только наиболее характерной “ведущей” породой солянотектонических структур.

Как увидим ниже, для анализа механики возникновения соляной тектоники внесенный корректив в ее понимание имеет весьма существенное значение.

## **2. О диапировых явлениях и их генезисе в Ишимбаевском Приуралье**

Структурным формам соляной тектоники свойственны, как известно, не только внутриформационные перемещения пластических пород, но обычно и прорыв последних через более жесткую покрывку в сводовых частях вздутий, прорыв, носящий наименование диапирового процесса. Степень развития диапировых явлений, однако, может значительно варьировать как по размерам, так и по форме и составу прорывающих масс, что накладывает на конкретные формы соляных структур индивидуальный отпечаток и позволяет классифицировать их в различные морфологические и генетические группы.

Для полного познания соляной тектоники Ишимбаевского Приуралья необходимы поэтому не только констатация и учет внутриформационных перемещений пластических масс, но и изучение распространения, характера и размеров сопровождающих их диапировых явлений, а также анализ механизма их возникновения. К этой задаче мы теперь и обратимся.

Анализ вздутий, изображенных на карте (см. рис. 27), показывает, что с точки зрения развития на них диапировых явлений они достаточно различны.

В области Покровско-Аллагуватовского поднятия пока не констатировано явлений, которые можно было бы рассматривать как диапировые. Как видно на профилях, поднятие это имеет характер весьма спокойного антиклинального перегиба, в сводовой части которого переходная толща утонена или отсутствует и уфимские красноцветы ложатся прямо на химические осадки. Ни по-

верхностное картирование, ни буровые скважины не вскрыли поверхностных выходов гипса и не обнаружили своеобразных локально ограниченных структур в уфимских породах, которые можно было бы рассматривать как указание на наличие диапиризма. Таким образом, Покровско-Аллагуватовское поднятие следует относить к категории недиапировых, или, по терминологии А.А.Богданова, криптодиапировых структур.

Кусяпкулово-Ишимбаевское поднятие, по-видимому, близко к Покровско-Аллагуватовскому, ибо на подавляющей площади его развития нет ни поверхностных выходов гипса, ни других признаков диапиризма. На отдельных, локально очень ограниченных участках, они, однако, появляются. Весьма интересен с этой точки зрения, прежде всего, Кусяпкуловский массив. Изучая карту кровли химических осадков, нетрудно заметить на ней несколько хорошо выраженных мелких холмообразных выпуклостей, идущих с NW на SE поперек простирацию погребенного массива. Профиль (рис. 34), построенный вкрест простираания выпуклостей, показывает, что в области скв. 9/3 имеет место необычайно быстрый подъем гипсов и ангидритов, благодаря чему перекрывающие уфимские породы на юго-западном крыле резко задираются вверх, почти до вертикального залегания, и входят здесь в непосредственный контакт с галогенными породами; на небольшом расстоянии от контакта уфимские слои выполаживаются. Северо-восточное крыло более пологое, причем в отличие от юго-западного сохраняет переходную толщу. Вся карти-

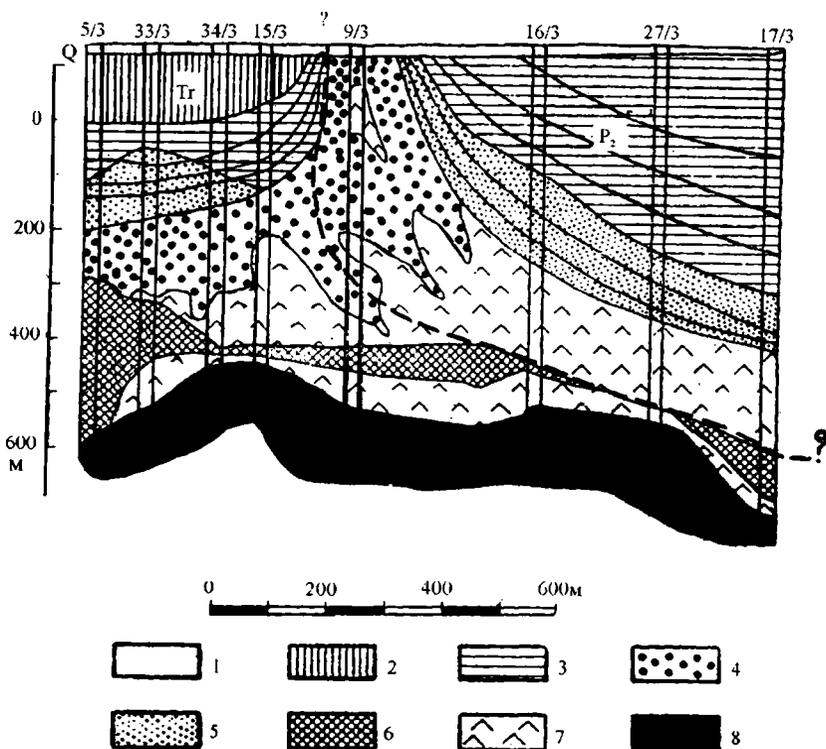


Рис. 34. Разрез через Кусяпкуловский массив

1 – четвертичные отложения; 2 – третичные отложения; 3 – уфимские отложения; 4 – гипсы; 5 – переходная толща; 6 – каменная соль; 7 – ангидриты; 8 – артинские отложения

на, получающаяся на профиле, разительно напоминает типичные явления прорыва гипсов через уфимскую толщу, почему уже давно и совершенно справедливо этот участок Кусянкуловского массива рассматривается как диапировая структура. Достоверно установленное простирание этого диапира невелико. На востоке он не выходит за край массива, на западе, возможно, продолжается, но на незначительное расстояние.

Южнее, в области того же Кусянкулово-Ишимбаевского вздутия, некоторые намеки на возможность диапировых явлений имеются в центральной части Восточного массива. Здесь, в районе скв. 48/1, 28/1, кровля гидрохимических осадков обрисовывает небольшое вздутие до отметок +100 м, тогда как в соседних участках отметки дают -200 ÷ -250 м. Изучение разрезов скважин на приподнятом участке показывает, что химические осадки выходят здесь почти на поверхность, прикрываясь незначительным плащом третичных и четвертичных пород. Построение профилей через описываемое вздутие, однако, не дает такой типичной и несомненно диапировой структуры, как в случае Кусянкуловского массива. Не исключено поэтому, что в данном случае имеется просто вскрытое эрозией мелкое шишкообразное поднятие кровли галогенной формации, не осложненное диапировым прорывом гипсов через уфимскую толщу. Относить к диапирам эту структуру можно пока лишь условно.

Таким образом, Кусянкулово-Ишимбаевское поднятие в целом рисуется сейчас как спокойное антиклиналеподобное вздутие кровли формации, осложненное лишь на единственном, очень ограниченном участке Кусянкуловского массива несомненным диапировым прорывом гипсов и на Восточном массиве – не вполне достоверным диапиром.

Значительно иначе обстоит дело на Термень-Елгинском вздутии. Оно отчетливо распадается на две неравнозначных половины. На западной, большей части вздутия химические осадки не выходят на поверхность, но прикрываются довольно значительным покровом мезокайнозойских пород; в пределах небольшой усложняющей рельеф поднятия Западно-Аллакаевской мульды к ним присоединяются и уфимские породы. Скважины, пробуренные в этой части вздутия, не позволяют с достоверностью выяснить характер соотношения химических осадков с уфимскими породами, но, судя по электроразведочной карте, верхняя поверхность галогенных осадков здесь спокойная. Возможно поэтому, что западная часть Термень-Елгинского вздутия действительно представляет собою криптодиапировое поднятие, как на это указал впервые А.А.Богданов [1942]. Иначе обстоит дело в восточной половине поднятия и на меридиональной ветви его, проходящей на юг через овраг Бурлюк к Юлдашевско-Кинзиковскому гипсовому поднятию. Вблизи с. Термень-Елга гипсы выходят на поверхность, причем уфимские породы в контакте с ними раздроблены и круто поставлены. По оврагу Бурлюк также имеются несомненные признаки прорыва гипсов. Последние образуют здесь узкую меридиональную полосу сильно деформированных пород, выходящую на поверхность в поле практически горизонтально залегающих уфимских отложений. В контакте с кунгурскими гипсами красноцветные осадки сильно раздроблены и резко вздернуты вверх. Ширина зоны раздробления в уфимских слоях прослеживается (по А.И.Мушкену) на расстоянии всего 50–100 м от гипсов.

Южнее начинается Юлдашевско-Кинзиковское поднятие, покрытое мезокайнозойем и потому недостаточно ясное (по крайней мере в северной его части, входящей в нашу карту) в смысле развития на нем диапировых явлений.

Параллельно описанной полосе поднятий тянется вторая зона их, начинающаяся Смакаевским вздутием на севере и кончающаяся Машашским на юге. Эта полоса поднятий была излюбленным местом наблюдений геологов при неоднократных геологических картировках и вместе – первым объектом,

на котором была установлена диапировая природа поднятий галогенной толщи. Смакаевское поднятие на поверхности обозначается, как узкая антиклинальная складка уфимских пород северо-западного (310–320°) простирания, к сводовой части которой приурочены три крупных изолированных блока гипсов, каждый по 250–500 м протяжением. Вблизи контакта с гипсами, а также в промежутках между блоками их, красноцветные уфимские песчаники и мергели западного крыла круто приподняты, стоят на головах и даже запрокинуты на запад, местами сильно раздроблены. Ширина зоны крутых углов не превышает 50–70 м, после чего слои быстро выполаживаются и вблизи р. Тайрук их наклон не превышает 20–25°. Восточное крыло дает падения на восток; в сводовой части складки наклоны тоже крутые (80–70°), но потом при удалении на 200–250 м быстро выполаживаются – до 20°. Осевая часть уфимской складки разорвана взбросом, причем восточное крыло надвинуто на западное. Поверхность взброса наклонена на восток и имеет весьма прихотливые извилистые очертания, то выгибаясь на восток, то продвигаясь на запад. Гипсовые блоки, выходящие на поверхность, располагаются в осевой части складки и приурочены к поверхности взброса. Непосредственного контакта гипсов с включающими их породами обычно не видно, – за исключением территории Смакаевского гипсового карьера, разрабатывающего один из блоков, – но ближайшее соседство гипсов с уфимскими породами не оставляет сомнения в том, что он тектонический. Вся совокупность явлений создает картину настоящей диапировой структуры свода Смакаевского поднятия.

К северу от дер. Кусяпкулово в обнажениях правого берега р. Белой Ф.С.Куликов описал антиклинальный перегиб (вероятно осложненный разрывом), находящийся на прямом продолжении Смакаевской структуры; гипсовое ядро последней в этом месте, видимо, погружается под уфимские породы.

К югу от Смакаева вплоть до с. Малое Байково гипсы слагают под покровом четвертичных отложений обширную овальных очертаний площадь, постепенно суживающуюся на юг (Байковское вздутие). Соотношения гипсов с уфимской кровлей по периферии вздутия нигде не видны, и потому о характере выходов гипсов судить было трудно вплоть до проходки скв. 106/21. Эта скважина вскрыла весьма любопытную картину. Вначале, до глубины 185 м, шли гипсы, перекрытые наверху тонким плащом четвертичных отложений. Ниже, отделяясь горизонтом брекчий, показались уфимские отложения, образующие пачку в 270 м мощностью. По окончании уфимской пачки вновь пошли кунгурские породы обычного состава вплоть до 1250 м, на какой-то глубине скважина была остановлена. Переходной толщи скважина не вскрыла совсем. Налегание на несомненно уфимские породы гипсов в верхней части бурового разреза в высшей степени замечательно. Оно доказывает, что контакт галогенной толщи и уфимских пород, по крайней мере вдоль западной границы Байковского вздутия, тектонический, диапировый, а не согласный, причем в некоторых местах гипсовое ядро надвинуто на западное крыло уфимской антиклинали. Здесь имеют место, по-видимому, те же соотношения, что и на Смакаевской гряде, с тем отличием, что кровля глубже вскрыта эрозией, и прорывающее гипсовое ядро обнаруживает себя не отдельными своими апофизами, передовыми блоками, как на Смакаевском поднятии, а своей более глубокой центральной частью.

У южного конца Байковского поднятия гипсы уходят под дневной уровень, но меридиональный антиклинальный перегиб в уфимских породах остается, причем наклоны уфимских песчаников и конгломератов бывают иногда очень крутыми до 70–90°, как например, на высоте 262,7 м.

Далее к югу начинается Машашское поднятие, имеющее форму овала, заостренного к северу, а на востоке сливающегося с Новониколаевским (Татья-

новским) поднятием. В рельефе главная часть поднятия совпадает с горой Машаш.

“На поверхности горы Машаш, – пишет А.А.Богданов [1942], – гипсы выходят по северному и западному склонам горы, а на вершине ее скрыты под плащом третичных отложений. Восточное крыло структуры хорошо видно вблизи Пчельника, хут. Селезневского, где высокая гряда, вытянутая в северо-западном направлении, сложена поставленными на голову конгломератами. Западное крыло в 1941 г. было вскрыто рядом шурфов, пробитых П.А.Матрашилиным. В головных частях крыла мергели красноцветной толщи сильно раздроблены, рассечены зеркалами скольжения и кунгурские гипсы на них как бы надвинуты. В 150–200 м от контакта породы выпрямляются и падают на запад под углом в 40–60°, а еще западнее выполаживаются до 30–35°”.

Такого же рода тектонический контакт гипсов тянется, по-видимому, вдоль южной границы поднятия, ибо в скв. 1/9 и 3/9 гипсы налегают (отделяясь брекчией?) на уфимские породы, причем углы наклона в последних достигают 65–80°. Все Машашское гипсовое поднятие представляет, таким образом, структуру, осложненную диапировыми явлениями и глубоко срезанную эрозией, отчего на поверхности и получается широкое гипсовое поле, обрамленное тектоническими контактами.

Восточнее Кусяпкулово-Машашской цепи поднятий тянется полоса Байгузинско-Николаевских вздутий. Не останавливаясь на подробной их характеристике (не вносящей ничего нового в ранее описанные типы), отметим только, что тектонические контакты гипсов с уфимскими породами, свидетельствующие о наличии диапировых явлений, достоверно констатированы вдоль северных Байгузинских линейных выходов гипсов. Южнее – на широкой площади гипсов у с. Байгузина и у Новониколаевки (Татьяновки) – контакты гипсов и уфимских красноцветов закрыты и их природа неясна.

В северо-восточном углу карты на площади шиханской зоны галогенные отложения выходят на поверхность на обширной территории. Непосредственные контакты их с покрывающими породами видны лишь в ограниченном числе мест (по р. Селеук), причем везде оказываются нормальными. Таким образом, обнажение гипсов вдоль шиханской зоны в своем современном виде представляет результат спокойного изгибания кунгурских пород в плоские пологие мульды и соответствующие вздутия, не осложненные диапировыми процессами.

Из сделанного обзора распространения диапировых явлений на площади Ишимбаевского Приуралья вытекает, что диапиризм несомненно свойственен названной области, которая оказывается, таким образом, достаточно типичным солянтотектоническим регионом. В то же время, однако, диапировые процессы характеризуют отнюдь не все соляные поднятия, а лишь некоторые, а именно: наиболее развитые и высокие гипсометрически, как видно из карты рис. 27. При этом конкретная морфология диапиризма в сильной степени зависит от уровня эрозионного среза структур. При начале вскрытия кунгурских структур диапировые прорывы обозначаются на поверхности отдельными разобщенными блоками (пятнами) гипсов и характерными изменениями в углах наклона уфимских пород, как это мы наблюдаем на Кусяпкуловском массиве, в овраге Бурлюк, на Смакаевской гряде. При дальнейшем углублении эрозионного среза получаются длинные вытянутые линейные полосы гипсов, как на Байгузинском поднятии. При глубоком срезе образуются широкие эллиптические или иных очертаний гипсовые площади, прикрытые более или менее мощным мезокайнозойем, с уцелевшими отдельными тектоническими контактами по периферии гипсовых полей (тип Байковского, Машашского и других поднятий). Вполне возможен теоретически и такой крайний случай, когда

эрозия нацело уничтожит диапировую область поднятия; тогда выходы галогенной формации на поверхность будут иметь характер обширных гипсовых полей с нормальными контактами с породами кровли. Наличие этого последнего случая в Ишимбаевском Приуралье с достоверностью пока не установлено.

При дальнейшем анализе диапировых явлений Ишимбаевского Приуралья необходимо выдвинуть и подчеркнуть три черты, выделяющие диапиризм этого региона среди других соляно-тектонических областей.

Первая особенность состоит в индифферентном отношении каменной соли к диапировым структурам. Ни в одном из диапировых полей соль не принимает участия в составе прорывающих масс, которые оказываются всегда и без исключения сульфатными породами (на поверхности обычно гипсами). Независимо от того, относится ли данное поднятие к категории криптодиапировых или осложнено диапировыми явлениями, верхняя отметка соли упорно держится на одном и том же уровне в  $-325 \div -285$  м, отстоя, таким образом, иногда очень далеко (на 400–500 м) от верхней поверхности прорывающих пород. Больше того, встречены случаи, когда диапировый процесс разыгрывается почти при полном отсутствии солей в субстрате. Крайне интересна с этой точки зрения диапировая структура на Кусяпкуловском массиве. Как видно на профиле (см. рис. 34), под областью прорыва сульфатных пород горизонт каменной соли здесь утонен до чрезвычайности, а в некоторых пунктах соль и вовсе отсутствует. Вообще поведение соли и налегающих на нее пород гипсово-ангидритного горизонта на этом массиве следует совершенно различным закономерностям. Гипсы и ангидриты, как указывалось выше, дают вспучивания, перпендикулярные оси артинского массива, соль же располагается полосами, в общем параллельными очертаниям массива. Этот пример особенно наглядно показывает, что диапировые процессы в Ишимбаевском Приуралье связываются исключительно с перемещением пород верхнего гипсово-ангидритного горизонта, не затрагивая более глубокозалегающего соленосного комплекса.

Другую характерную черту диапиризма Ишимбаевского Приуралья составляют незначительные размеры блоков, прорывающих уфимскую кровлю. Сопоставляя верхние отметки гипсов на поверхности Смакаевской гряды с отметками гипсово-ангидритового горизонта в скважинах вблизи этой гряды, получаем возможную амплитуду вторжений в 200–250 м. Аналогичные цифры получаются для Кусяпкуловского диапира (300 м) и для Бурлюкского прорыва (<300 м по сравнению со скв. 1/25). Таким образом, поднятия вверх сульфатных пород в диапирах осуществляются всего на 200–250 м как максимум, в действительности же возможно и того меньше. Интересно отметить в связи с этим, что по минералогическим исследованиям С.Г.Саркисяна гипсы, выходящие в Смакаевской гряде, в Байгузинском диапире и в других местах, принадлежат самым верхним слоям гипсово-ангидритового горизонта галогенной формации. Это значит, что подсчитанная выше амплитуда поднятия гипсовых блоков отвечает не преуменьшенным, а реальным перемещениям сульфатных пород среди уфимской толщи.

Последнюю особенность диапировых структур изучаемой территории составляет чрезвычайно слабое развитие дизъюнктивных нарушений, точнее, отсутствие их в полях, непосредственно примыкающих к району прорыва. Резкие завороты углов падения уфимских пород непосредственно у диапировых швов и некоторая раздробленность их здесь – вот и все, что удастся зафиксировать при изучении сводовых частей диапировых структур. На крыльях их дизъюнктивные смещения отсутствуют. Та сложная мозаика взбросов и прогибаний, которая столь характерна, например, для диапировых структур Урало-Эмбенской территории, в Ишимбаевском Приуралье полностью отсутствует.

Нетрудно видеть, что все три отмеченные особенности диапировых явлений Ишимбаевского района удивительно гармонируют одна с другой и совокупностью своей создают отчетливую картину слабого проявления примитивности, низкой стадии развития здесь диапирового процесса. С таким пониманием согласуется и то обстоятельство, что диапиризм вообще свойственен отнюдь не всем солевым вздутиям Ишимбаевского района, а лишь некоторым, гипсометрически наиболее выраженным, приподнятым.

Сказанное позволяет охарактеризовать соляную тектонику Ишимбаевского Приуралья с совсем новой стороны. *Сущность этой тектоники состоит в перераспределении пластичных масс, главным образом, внутри самой галогенной формации и лишь в довольно слабо выраженных интрузиях их в кровлю. При этом интрузирующие породы принадлежат только верхнему гипсово-ангидритовому горизонту формации, более же глубоко лежащие солевые массы в интрузии не вовлекаются.*

Спрашивается, что же вызвало интрузию сульфатных пород в уфимскую кровлю?

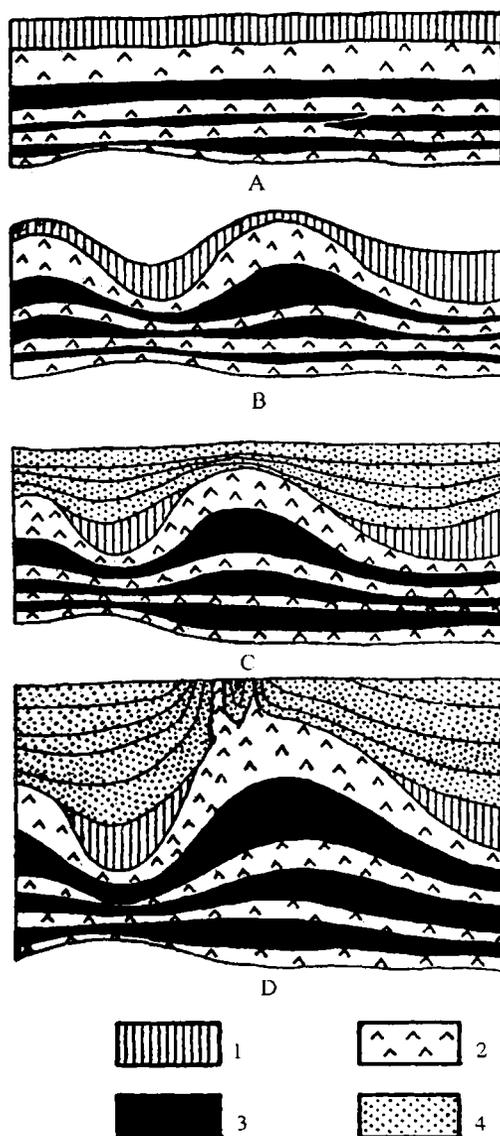
В литературе существуют попытки истолковать подобного рода явление как чисто экзогенный процесс, связанный с поверхностной гидратацией ангидритов и с прорывом возникающих гипсов в налегающие свиты. Применительно к структурам Актюбинского района такое истолкование дано было недавно Ю.А. Косыгиным [1940], причем из текста его работы можно уяснить себе, что он вообще склонен все незначительных размеров гипсовые интрузии (диапиры) толковать таким образом.

Анализ соотношений, имеющих в диапирах Ишимбаевского Приуралья, заставляет категорически отвести эту концепцию. Совершенно исключительный, с этой точки зрения, материал дает разрез южного интрузивного гипсового блока Смакаевской гряды, вскрываемого карьером.

При разработке блока оказалось, что лишь полтора-два десятка метров от исходного обнажения его у дневной поверхности действительно слагаются гипсами, дальше же в глубь блока (по простиранию) стали появляться отдельные куски ангидритов, а затем вскрылась почти сплошная масса их, только по трещинам замещенная гипсом. При посещении карьера автором в 1942 г. гипсы сосредоточивались лишь в правой части стенки и в верхней половине центральной и левой частей ее, причем, по сообщению десятника, по мере углубления карьера в водораздел количество ангидрита все увеличивается и грозит приостановкой карьера. Таким образом, гипсы отнюдь не слагают интрузивных блоков целиком, как можно было бы думать по поверхностным обнажениям, но образуют на них лишь весьма маломощную гипсовую шляпу в 10–15 м толщиной. Сами же блоки в основной массе своей образованы ангидритами и, значит, возникли независимо от гипсования и до него. При такой ситуации возможно лишь одно единственное заключение. Интрузия сульфатных пород, повлекшая за собой возникновение диапировых структур, представляет не экзогенное, наложенное явление, но настоящий тектонический процесс, теснейшим образом связанный со всем ходом формирования соляной тектоники, и с действием тех же сил, что вызывали внутриформационные перемещения пластических масс вообще.

Отвлекаясь пока от природы этих сил, – выяснение которой составит предмет дальнейшего анализа, – и ограничиваясь лишь морфологической стороной процесса, возникновение Ишимбаевских диапиров можно представить себе следующим образом (рис. 35).

Первую подготовительную фазу их рождения представляют внутриформационные перемещения пластических масс, – каменной соли, ангидритов, глин, – приводящие к возникновению вздутий кровли галогенной формации и сосед-



**Рис. 35.** Схема развития диапировых явлений в Ишимбаевском Приуралье  
 1 – переходная толща; 2 – ангидриты; 3 – соль каменная; 4 – уфимские отложения. А – конец кунгурского века; В – начальная (предуфимская) фаза соляной тектоники; С – дальнейший рост вздутий в уфимское время; Д – заключительная послепермская фаза развития соляно-тектонических форм: возникновение ангидритных интрузий

них с ними мульд, откуда эти массы выжимаются. При таких перемещениях толщи, кроющие галогенные породы в сводовых частях вздутий неизбежно испытывают все возрастающие растяжения и это именно обстоятельство в один прекрасный момент, при достижении вздутиями определенной предельной высоты, приводит к возникновению разрывов кровли и образованию зон ослабленного сцепления. Перемещаемые из-под мульд во вздутия пластичные

галогенные породы естественно сейчас же устремляются в эти зоны ослабленного сцепления и образуют здесь более или менее обширные интрузивные блоки. Так как в условиях Ишимбаевского Приуралья верхний горизонт пластичных пород образован ангидритами, а соль лежит много глубже, то именно ангидриты первыми использовали возможности перемещения вверх и образовали интрузивные блоки, позже частично гидратированные и приобретшие гипсовые шляпы. Так как весь процесс диапиризма остановился в нашем районе на первоначальной низкой ступени, каменная соль оказалась вообще вне диапирового процесса, не приняла участия в образовании интрузий, – а структура диапиров приобрела те черты примитива, которые были описаны в предыдущем.

Таким образом, диапировый процесс в соляной тектонике Ишимбаевского Приуралья представляет собой не постороннее наложенное явление, но необходимый конечный член в цепи внутриформационных перемещений пластических масс, особенность ее, возникшую как только внутриформационные перемещения солей и ангидритов достигли определенной степени интенсивности. Можно сказать фигурально, что диапиризм в данном случае есть новое качество соляной тектоники, исподволь подготовленное чисто количественным накоплением предшествующих ему внутриформационных перемещений пластических масс.

Едва ли стоит разьяснять, что такое толкование генезиса диапировых явлений Ишимбаевского Приуралья, так сказать, само напрашивается на обобщение и превращение в общую схему диапирового процесса вообще. При этом легко представить себе, что при дальнейшем развитии процесса вслед за ангидритами потечет соль и мы получим общераспространенную схему этого явления с различными формами соляных куполов, штоков и т. д.

### 3. О соотношениях пластических структур кунгура с артинским ложем

Одним из существеннейших вопросов тектоники кунгурских отложений является вопрос о соотношении структурных форм кунгура с рельефом и структурами артинского ложа. Выше было отмечено, что чисто морфологически (картографически) формы кунгурской кровли резко отличны от форм кровли артинской и что обе эти структурные поверхности являются самостоятельными. Более близкое изучение их соотношений позволяет установить, что, несмотря на резкое морфологическое отличие кровли кунгура от кровли артинской последняя заметно влияет на формы первой.

Из рассмотрения карты (см. рис. 27) вытекает, что всю территорию Ишимбаевского Приуралья можно разбить на три части. Первая охватывает область к западу от изогипсы -1000 м артинского рельефа. Эта площадь характеризуется относительно малыми глубинами артинского ложа; лишь в узкой срединной части отметки достигают немного более -900 м, на большей же части составляют -800 ÷ -700 и менее метров. Вторая область располагается между изогипсой -1000 м и фронтальной частью шиханской зоны. Здесь глубина артинского ложа достигает максимальных значений -1200 м вдоль Смакаевской ветви депрессии и в -1300, -1400 м – в южной Юлдашевской депрессии. Третья область совпадает с продолжением шиханской зоны и вновь характеризуется малыми глубинами артинского ложа, не превосходящими -700 м, обычно же гораздо меньшими.

Изучая кунгурские дислокации в каждой из намеченных зон, нетрудно за-

метить, что они отличаются своеобразными особенностями. В западной полосе (с повышенным стоянием артинского фундамента) имеется всего две мульды: Аллагуватовская и Кашкаринская; сюда, кроме того, заходит северная незначительная часть Кажакской мульды. Первая из мульд имеет глубину всего -63 м, вторая -325 м и лишь Кажакская погружается до отметки -600 м. При этом бросается в глаза, что глубина кунгурских мульд стоит в прямой зависимости от глубины артинского фундамента: самая мелкая кунгурская мульда приходится над наиболее высокой частью артинского ложа, самая глубокая (Кажакская) отвечает наиболее погруженным элементам этого ложа. Что касается вздутий, разделяющих мульды, то они все относятся к категории спокойных широких криптодиapiroвых поднятий, лишенных гипсовых прорывов совсем или же несущих лишь крайне незначительные их проявления (например, над Кусянкуловским массивом).

В средней полосе с наиболее погруженным артинским фундаментом характер мульд и вздутий заметно меняется: мульды становятся гораздо более широкими и глубокими, а разделяющие их поднятия, наоборот, более узкими, высокими, резко выраженными и, как правило, осложняются отчетливыми проявлениями диапиризма. Так, Яр-Бишкадакская мульда, судя по электрозведочным данным, имеет в центральной части до -700 м; то же касается и мульды Байгузинской. Скв. 2/34 в центре Баиковской мульды встретила переходную толщу на -700 м, а скв. 1/29, 2/29, 4/29, 5/29 в Кузьминовской – на глубинах от -662 до -851 м. Восточно-Аллакаевская мульда имеет глубину -630 м, а Кажакская от -565 до -757 м. Вздутия же между мульдами очень часто поднимаются до высот свыше +100 м, а нередко до +200 и выше метров. Таким образом, амплитуды между центрами мульд и апикальными частями вздутий измеряются 900–1000 и свыше метров. Характерно при этом, что сами вздутия, как видно на профилях, становятся крутостенными, а диапировые прорывы линейно вытянутыми на большие расстояния.

В Шиханской полосе с высокостоящим артинским фундаментом характер кунгурских дислокаций опять становится иным: мульды делаются мелкими (Салиховская, например, в северной части имеет отметку всего +35 м), плоскими, вздутия же – широкими, слабовыраженными и лишенными диапировых явлений. Интересно при этом, что уфимские свиты, выполняющие мульды, по указанию А.А.Богданова, отличаются полнотой стратиграфического разреза, что должно указывать на малую глубину эрозионного среза уфимских структур шиханской зоны и, стало быть, на первичный характер их структурных отличий.

Из сказанного явствует, что, хотя морфологически кунгурские структуры совсем не похожи на артинские они отчетливо зависят от последних. *Чем глубже артинский фундамент и, значит, чем мощнее кунгурская толща вообще и соленосные отложения в частности, тем резче выражены кунгурские структуры, тем глубже мульды, выше вздутия, сильнее внутриформационные перемещения масс и обширнее инъекции сульфатных пород в уфимскую кровлю. Чем выше артинское ложе, тем слабее обозначена эта кунгурская тектоника.* Что касается простирания кунгурских структур, – в частности простирания вздутий, – то они в норме прямо отвечают простираниям артинских структур и контролируются ими.

Эти отношения кунгурских структур и артинского ложа можно проанализировать еще и иным путем. При помощи квадратной сетки со стороной в 1 км, по структурной карте кунгура (см. рис. 27) получена средняя высота кровли кунгура для каждой из трех намеченных выше областей. Она оказалась для западной части равной -50 м, для средней полосы -250 м, для шиханской зоны

+ 60 м<sup>7</sup>. Как видим, средние высоты кровли кунгура по областям изменяются согласно с изменениями гипсометрии артинского ложа. Это значит, что в области соляных структур, как и в районе тектоники нормальной, имеется, в сущности, повторение кунгурскими отложениями основных крупных структур (впадин и поднятий) артинского ложа. Но в солянотектонических регионах на эту простую картину соотношений дополнительно накладывается особый новый рельеф кровли кунгура, обязанный внутриформационным перемещением пластических масс, и эти осложняющие деформации количественно могут быть выражены настолько сильно, что совершенно затушуют первичные соотношения между артинской и кунгурской кровлями. При постепенном ослаблении (затухании) внутриформационных перемещений осложняющие детали кунгурского рельефа пропадают, соответственно кунгурских структур артинским выступает яснее и соляная тектоника нечувствительно переходит в нормальную, – что, как увидим ниже, и осуществляется в действительности на площади Башкирского Приуралья.

Для целей практических весьма существенна также расшифровка соотношений кровли кунгура с погребенными известняковыми нефтеносными массивами.

Изучение с этой точки зрения нашей карты позволяет установить несколько очень простых закономерностей. Легко видеть, прежде всего, что все погребенные массивы локализуются либо под сводами кунгурских вздутий, либо под склонами (крыльями) их, переходя иногда своими окончаниями под крылья мульд. *В центральных частях кунгурских мульд как мелких, так и глубоких, никаких погребенных массивов пока не констатировано.* Это не значит, конечно, что под мульдами вообще нет каких-либо локальных поднятий артинских пород типа погребенных массивов. Но если такие массивы и имеются, они заведомо должны отличаться совершенно ничтожными размерами. Это вытекает из самого механизма образования кунгурских мульд. Как было выше указано, мульды эти возникают в результате выжимания из-под них пластичных галогенных масс. В процессе их формирования кровля кунгура перемещается вниз более или менее параллельно самой себе (загибаясь вверх по краям мульды). Такое перемещение заметной амплитуды возможно лишь при условии, если на данном участке отсутствуют сколько-нибудь резко выраженные местные вспучивания артинского ложа, т. е. погребенные массивы, которые своим присутствием неизбежно трансформировали бы плоскую погружающуюся кровлю кунгура и дали бы заметное вздутие ее. Таким образом, размещение всех сколько-нибудь заметных по величине массивов под вздутиями кунгурской кровли или под их крыльями, а не под мульдами, предопределяется самим механизмом возникновения кунгурских мульд и вздутий.

Располагаясь под вздутиями кунгура, погребенные массивы, как правило, обозначаются в пределах их особыми местными куполовидными поднятиями. Степень выраженности этих надмассивных вздутий кунгура прямо определяется размерами массивов. У крупных Западного, Восточного, Южного, Буранчинского массивов кунгурские вздутия отражены очень отчетливо и ярко. У меньших по размерам Кусяпкуловского и Термень-Елгинского кунгурские вздутия соответственно менее выражены, а у Кашкаринского и Яр-Бишкадакского карликовых массивов они едва обозначены. Морфологически все надмассивные вздутия отличаются от чисто солевых своими меньшими размерами, куполовидной формой, более мягкими спокойными очертаниями и полным отсутствием или же ничтожным развитием явлений диапиризма. Из

<sup>7</sup> Работа была выполнена А.В.Рылеевой под руководством Ю.Д.Буланже, за что автор выражает им свою искреннюю признательность.

всех надмассивных вздутий лишь одно Кусяпкуловское осложнено достоверным диапировым прорывом ничтожных размеров. На других (Восточном, Южном, Термень-Елга) мелкие поднятия гипсов и ангидритов, по-видимому, так и не перешли в их интрузии. Весьма интересен вопрос о том, насколько очертания кунгурских вздутий над массивами отвечают очертаниям самих массивов. Изучение карты масштаба 1:25000<sup>8</sup> показывает, что наибольшее соответствие между этими двумя структурными образованиями обнаруживается на площади Западного массива. Кунгурское вздутие имеет запад-северо-западную, почти широтную, ориентацию и близкие к массиву очертания, но слегка сдвинуто относительно артинского фундамента к северу. Резче отклонения у Восточного массива. Ось артинского поднятия ориентирована здесь на NE, ось кунгурского – на NW, почти перпендикулярно к артинской; к тому же над восточной половиной массива локализуется уже глубокая кунгурская мульда. Но наибольшей силы достигают несоответствия для Кусяпкуловского, Южного, Буранчинского и Термень-Елгинского массивов. На Кусяпкуловском – областям артинских пиков отвечают отрицательные значения кровли кунгура, депрессия же между пиками совпадает с резким положительным вздутием кунгурских пород. Точно также на Южном, Буранчинском и Кузьминовском массивах пикам артинского ложа соответствуют отрицательные отметки верхней границы кунгура, вздутие же кунгура с положительными отметками располагается в депрессии между ветвями артинских массивов. На Термень-Елгинском массиве вздутие кунгурской кровли лежит эксцентрично на южном крыле массива и имеет простираение не на NW (как массив), а почти широтное. К сказанному необходимо добавить еще, что глубокая депрессия в артинском ложе, разделяющая Кусяпкуловский и Западный массивы, никак не сказывается на поверхности кунгура; здесь, наоборот, оба названные массива сливаются в одно целое довольно высоко приподнятой поверхностью (-30 ÷ -35 м). Восточный же массив отделяется от группы южных (Южный, Буранчинский, Кузьминовский) глубокой депрессией, которой нет аналогии в конфигурации артинского ложа.

Все это позволяет сделать вывод, что хотя погребенным массивам в общем и отвечают вздутия кунгурской кровли, морфологически последние значительно отличаются от первых и смещены относительно их. Морфология кунгурских вздутий в общем случае контролируется не очертаниями самого массива, а расположением соответствующих структурных форм кунгурской кровли в окружающих массивы территориях. Как это легко видеть из карты, надмассивные дислокации кунгура органически входят в общий план галогенной тектоники соленосного района, а не противопоставляются им. Это и естественно, ибо области развития надмассивного несоленосного типа настолько незначительны по размерам, что они естественно не смогли противостоять влияниям, исходящим из огромной окружающей соленосной площади, но подчинились им и приспособились к рождавшимся там поднятиям и мульдам, слившись с ними в одну общую систему деформаций.

Итак, при всем своеобразии морфологии кровли кунгура, являющейся в первую очередь порождением внутрiformационных перемещений пластических кунгурских масс, она (кровля) несет на себе несомненные признаки влияния артинского ложа, которое определяет как степень выраженности (интенсивности) кунгурских форм на разных частях артинского фундамента, так и вообще простираение кунгурских деформаций. Даже отдельные крупные усложнения артинского ложа в виде эрозионных останцев – погребенных массивов – находят отражение в рельефе кровли кунгура.

<sup>8</sup> По техническим причинам не опубликована.

#### 4. Следы пластических деформаций кунгура Ишимбаевского Приуралья вне соленосной площади

В заключение анализа морфологии кунгурских пластических структур Ишимбаевского Приуралья нельзя не коснуться еще одного вопроса. На структурной карте поверхности кунгура, помимо прочих обозначений, проведены еще линии значительного развития солей и внешняя граница первоначального распространения соленосной фации вообще. Из расположения этих линий видно, что все вздутия и мульды кровли кунгура располагаются внутри соленосной площади, за пределами которой они исчезают.

Отсюда можно было бы заключить, что внутриформационные перемещения галогенных масс как бы обрываются у границы соленосной площади, не переступая ее пределов. Подобного рода заключение, однако, не соответствует действительности. Пластические деформации кунгура на деле существуют и вне соленосной фации, в ангидритном поле, но только выражены здесь гораздо слабее и потому не находят отражения на нашей карте, построенной на больших интервалах между изогипсами.

Чтобы убедиться в правильности этого заключения, разберем два участка: Рязановско-Покровскую площадь и сечение через бессолевою часть шиханской зоны по профилю р. Селеук.

На рис. 36 для первого участка дана структурная карточка по поверхности гидрохимической толщи, а рядом – разрез через ряд скважин. И на карте и в разрезе отчетливо видно, что поверхность химической толщи образует ряд холмообразных вздутий, а между ними – западины; амплитуда высотных отметок между ними достигает 80 м. Что касается рельефа артинского ложа, то он, насколько можно судить по имеющимся двум скважинам, идеально ровный, плоский. Получается несомненная дисгармония артинской и кунгурской (галогенной) кровли, на что впервые и совершенно справедливо обратил внимание А.А.Трофимук. При наличии постепенных переходов от ангидритов к переходной толще, причины этой дисгармонии нужно искать, очевидно, во внутриформационных перемещениях ангидритной толщи. Эти перемещения продолжают, таким образом, и за пределами собственно соляной тектоники, лишь в постепенно ослабляющейся, затухающей форме. К такому же выводу приводит и рассмотрение профиля через Покровский разведочный участок (см. рис. 4). Здесь скв. 3/11 дает несомненную, хотя и незначительную по размерам и амплитуде мульду, обусловленную отжиманием из-под нее ангидритов в соседние от него участки (вздутия).

Еще более интересна площадь шиханской зоны. Как было указано в главе III, в наиболее приподнятых межрифтовых участках этой зоны каменная соль либо не развита совсем, либо образует ничтожнейшие прослои. В частности, в сечении галогенной формации по р. Селеук от горы Шах-тау до с. Ишеева разрез свыше чем на 99% слагается гипсами, происшедшими вторично из ангидритов, на что указывают находки реликтов этих пород в двух местах разреза. Несмотря на практическое отсутствие NaCl, разрез (как показывает профиль рис. 37) присущи несомненные и весьма резкие вторичные внутриформационные дислокации, выражающиеся серией крупных (амплитудой до 100 м, поперечным сечением до 300 м) складок, осложненных мелкой и мельчайшей складчатостью и гофрировкой. Легко представить себе, что если бы буровая скважина прошла через гипсовую толщу на участке, например, между балками № 3 и № 4, то в керне мы констатировали бы весьма прихотливую и незакономерную смену углов падений от почти горизонтальных до 20–45–90°, а отдельные участки керна показали бы интенсивную микроскладчатость и

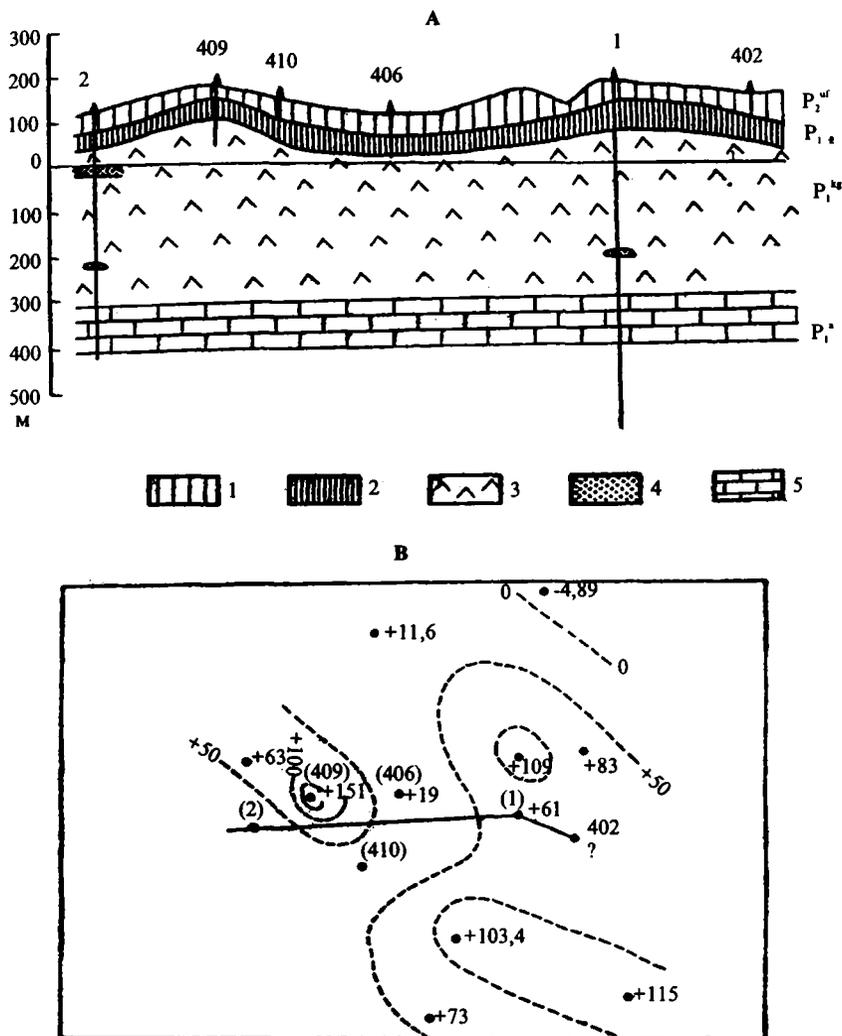


Рис. 36. Тектоника кунгура на участке у с. Рязановка

А – соотношения кровли и подошвы кунгура на широтном профиле. 1 – уфимские отложения; 2 – переходная толща; 3 – галогенные отложения кунгура; 4 – пески; 5 – артинские отложения. В – схема гипсометрии кровли кунгура на поверхности галогенных отложений. Изогипсы через 50 метров

плойчатость. Все это в точности соответствует тому, что дают ангидритные керны в области настоящей солевой тектоники, и потому разрез по р. Селеук как бы переносит нас на недоступные глубины солевой тектоники, наглядно демонстрируя сущность и формы межпластовых смещений. Тот факт, что дислокации в селеукских гипсах по всем данным в точности отвечают деформациям в ангидритных кернах Ишимбаевского района, лишней раз доказывает, что сами эти межпластовые перемещения связаны отнюдь не с процессами гипсования, а существовали до гидратации ангидритов и унаследованы от последних.

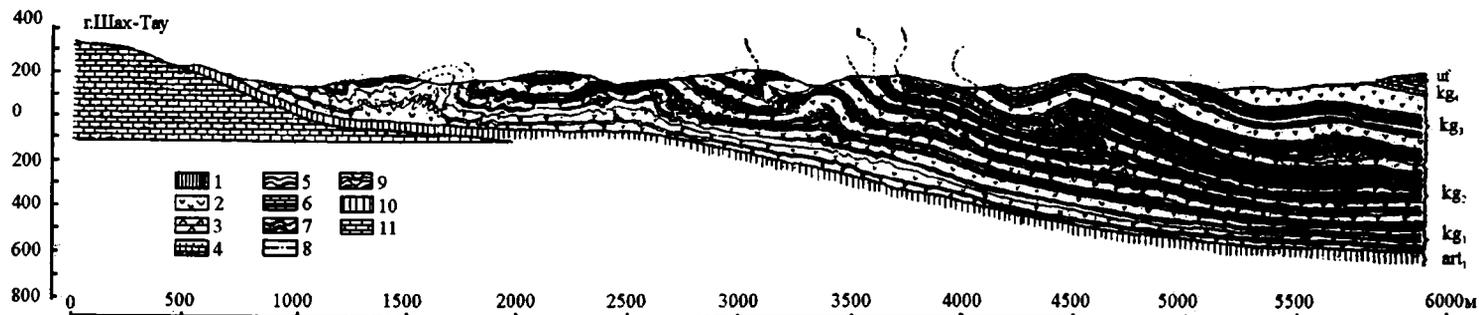


Рис. 37. Геологический разрез (схема) вдоль правого берега р.Селеук от горы Шах-тау до с. Ишеево (сост. А.И.Левенко)

1 – уфимские отложения; 2–9 – кунгурские отложения: 2 – массивные сахаровидные гипсы, 3 – толстослоистые белые сахаровидные гипсы, 4 – красные песчаники, мергели и глины, 5 – тонко и неправильно наслоенные гипсы, 6 – прослой известняков, 7 – тонко и правильно наслоенные гипсы, 8 – прослой серых песчаников и глин, 9 – грубослоистые полосатые гипсы; 10, 11 – артинские отложения: 10 – доломиты и фосфатизированные мергели, 11 – известняки

Из сказанного вытекает, что пластичные внутриформационные перемещения масс, составляющие сущность соляной тектоники, отнюдь не обрываются у границы первичного распространения солей, но заходят и в соседние ангидритные зоны, порождая формы, сходные с солянотектоническими. Отличие их от последних сводится лишь к их меньшей гипсометрической выраженности и, в связи с этим, к отсутствию диапировых явлений в сводовых частях ангидритных вздутий. Поскольку носителями таких ослабленных форм пластических деформаций являются ангидриты, можно сказать, что в Ишимбаевском Приуралья зона соляной тектоники обрамляется по периферии (главным образом, западной) зоной ангидритной тектоники, которая вкраплена также и в поле соляной тектоники на площадях отсутствия солей (над массивами, в шиханской зоне).

## 5. О распространении пластических деформаций кунгура за пределами Ишимбаевского Приуралья

Обратимся теперь к вопросу о распространении пластических деформаций в галогенной толще за пределами Ишимбаевского Приуралья.

Так как галититовые породы развиты в разрезе кунгура вдоль центральной части всего Предуральского прогиба, то естественно ожидать встретить те или иные формы соляной тектоники внутри всей этой площади. Анализ имеющегося материала в общем подтверждает это предположение. На рис. 38 дана карта типов структур кунгура для всего Башкирского Приуралья, построенная на соответствующих картах А.А.Богданова, В.Е.Руженцева, В.А.Балаева и других авторов.

При изучении этой карты бросается в глаза обширная полоса, характеризующаяся своеобразным ячеисто-петельчатым рисунком. Полоса эта обнимает территорию южной части прогиба, начиная от южного конца Карлинской складки до Ишимбаевского района включительно. Узлы в этом рисунке представляют соляно-ангидритовые вздутия, более или менее осложненные диапировыми явлениями, петли – разделяющие вздутия мульд. В целом территория ячеисто-петельчатого рисунка отвечает площади развития соляной тектоники ишимбаевского типа со всеми ее особенностями, – что и понятно, ибо на всем очерченном участке южной половины Предуральского прогиба всюду распространена соль и нередко мощными пластами.

Двигаясь вдоль указанной полосы соляной тектоники с юга на север, нельзя не отметить весьма характерных изменений во внешнем картографическом выражении этой тектоники. Узлы, разделяющие петли, к северу становятся все шире, мощнее, больше, сливаются друг с другом, соединяясь широкими полосами, петли же суживаются, уменьшаются, отрываются одна от другой и явно переходят на положение второстепенных структур. Подобного рода изменения тектонической картины, как впервые правильно отметил А.А.Богданов, указывают на неодинаковую высоту залегания галогенного кунгура на севере и юге, что естественно приводит к неодинаковой глубине эрозионного среза солянотектонических структур. На севере ложе галогенной формации, по-видимому, поднимается, соляные структуры срезаются глубже и потому на карте полосы, отвечающие вздутиям, шире, а площади мульд – меньше. На юге, в связи с погружением артинского ложа, уровень эрозионного среза солянотектонических форм уменьшается и, соответственно площади вздутий на карте, убывают; вздутия как бы отрываются одно от другого, а мулды, наоборот, разрастаются, порою сливаясь в единые цельные поля.

К северу от Карлинской складки картина существенно меняется. Ячеисто-

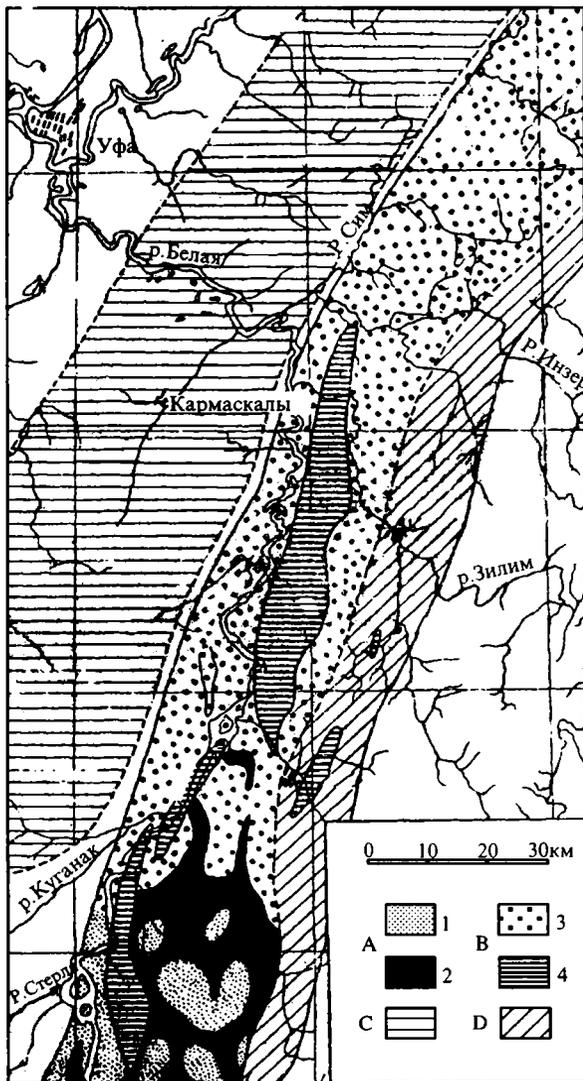


Рис. 38. Структурные формы кунгурских отложений Башкирского Приуралья

А – область отчетливо развитой соляной тектоники: 1 – мульды кунгура, на юге области осложненные диапировыми провалами ангидритов; В – области слабо развитой соляной тектоники, осложняющие нормально тектонические формы: 3 – мульды кунгура, повторяющие депрессии артинских пород; 4 – антиклинали кунгура, повторяющие поднятия артинского ложа; С – Рязано-Охлебининский вал, район развития спорадических и местных внутриформационных смятий ангидритов, затухающих в западном направлении; D – область развития восточного, терригенно-сульфатного типа кунгура; район спорадических и местных внутриформационных смятий ангидритов и гипсов

петельчатая структура юга исчезает и на карте в области предгорного прогиба обозначается лишь Воскресенская и частью Карлинская складки артинского фундамента, разделенные широкими и глубокими синклиналиными прогибами артинских пород. Тектоника галогенной формации кажется здесь существенно иной, не соляной, а согласной с артинской, повторяющей ее конфигурацию. Такого рода концепция, высказанная А.А.Богдановым и В.Е.Руженцевым, нам представляется едва ли правильно отражающей действительность. Дело в том, что область прогиба к северу от Карлинской складки покрыта мощным плащом кайнозойских пород, закрывающим структуры палеозоя и затрудняющим картирование. Глубоких же буровых скважин здесь нет совсем (исключая с. Николаевку). Все это крайне затрудняет выявление форм пластической тектоники и легко может повести к пропускам их и к искусственному упрощению имеющихся здесь действительных структурных форм. Учитывая, что каменная соль в разрезе галогенной формации несомненно удерживается на всем протяжении прогиба, нам кажется крайне веро-

ятым, что согласные формы тектоники артинской и кунгурской и здесь усложняются формами дисгармоничных внутриформационных деформаций, только развиты эти пластические деформации здесь вероятно значительно слабее, чем на юге.

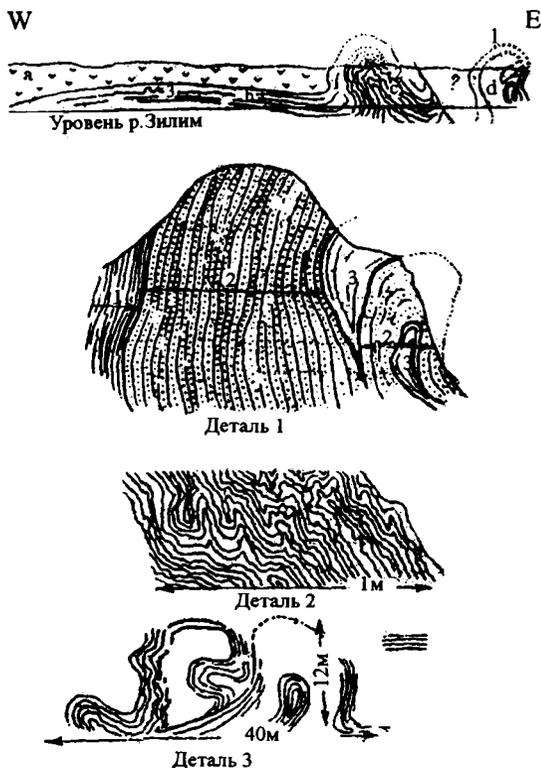
Еще в большей степени, чем по простиранию Предуральского прогиба, ослабевают проявления тектоники пластических масс в обе стороны от центральной части прогиба – по западному борту его (и в прилегающей платформе) и по борту восточному (западному склону Урала). Тектоника восточного края платформы сводится к наличию огромного Рязано-Охлебининского вала, протягивающегося с SW на NE параллельно прогибу (В.А.Балаев).

Амплитуда поднятия вала примерно 140–160 м, причем западное крыло его более пологое (с наклоном слоев около 20–30°), восточное – круче (до 1°); ширина вала колеблется от 20 до 30 км. По данным В.А.Балаева, по оси Рязано-Охлебининского вала располагаются многочисленные (до 20) мелкие поднятия, так сказать второго порядка, с амплитудой в несколько десятков метров, довольно разнообразные по очертаниям, но все вытягивающиеся в уральском направлении. Генезис вала и осложняющих его форм пока недостаточно ясен. Для вала, как целого, следует, по-видимому, принять, что он представляет собою нормальную тектоническую структуру, в которой породы кунгура повторяют формы залегания известнякового артинского фундамента. Природа осложняющих поднятий менее определена. Из данных В.А.Балаева можно заключить, что по крайней мере часть поднятий второго порядка имеет эрозивное происхождение; для другой части он допускает тектонический генезис, принимая, что в них кунгур повторяет дислокации артинского фундамента. Нам кажется не исключенным, что в генезисе поднятий второго порядка известную роль сыграли и межпластовые смещения внутри ангидритовой толщи, аналогичные ранее упомянутым дислокациям Покровки, Рязановки и т. д.

Микроскладчатые структуры и гофрировка гипсов действительно отмечаются для этой территории, только истолковываются обычно как результат гидратации ангидритов, что едва ли правильно.

По восточному борту Предуральского прогиба – вдоль западного склона Урала – отложения галогенной формации характеризуются общим, относительно пологим моноклинальным падением пластов на запад.

При этом сульфатные прослои среди терригенных пород основания формации, а частично также средняя гипсовая толщина ее, испытывают местные, весьма сложные и прихотливые дислокации. Такие локальные дислокации прекрасно видны, например, на р. Зилим на разных горизонтах разреза, например, несколько выше пос. Ак-таш (рис. 39), по р. Ую на Усолке (у Усольского завода), по р. Зигану у с. Армет-Рахимова и в других местах. На рис. 39 изображены некоторые примеры этих деформаций. Образуются мелкие складки в немногие метры высотой и до 20–40 м шириной, прихотливо изогнутые, иногда закрученные вдоль оси складки, осложненные интенсивной микроскладчатостью и плейчатостью и совершенно сходные с такими же нарушениями по р. Селеук. Любопытно, что эти деформации отличаются здесь своей локальностью. Они встречаются лишь в отдельных местах выходов гипсов, разделяясь участками относительно спокойного их залегания. Типы нарушений в гипсах разительно напоминают деформации, описанные Ю.А. Косыгиным из Актюбинского района, и несомненно составляют с ними единое целое [1940]. Но происхождением своим они обязаны отнюдь не процессам поверхностной гидратации ангидритов, как думает этот автор, а внутриформационным смещениям в исходных ангидритных породах, от которых деформации были просто унаследованы гипсами. Доказательством является изумительная аналогия описываемых деформаций тем, которые устанавлива-



**Рис. 39.** Характер пластических деформаций кунгура в разрезе по р. Зилим

а – массивные сахаровидные гипсы; в – переслаивание гипсов и песчано-глинистых пород; с – слоистые гофрированные гипсы; д – песчано-сланцевая пачка с прослоями гипсов. 1, 2, 3 – местонахождение детальных зарисовок. Деталь 1: 1 – сланцевая пачка; 2 – поречные тонкозернистые песчаники; 3 – сланцы с прослоями известняков

ются по керновым материалам Ишимбаевского месторождения в чисто ангидритных толщах галогенной формации.

Обозревая пластические дислокации галогенной толщи Башкирского Приуралья в целом, приходится признать, что они распространены здесь весьма широко и охватывают не только площадь развития соленосных отложений по осевой части предгорного прогиба, но встречаются и за пределами ее; в последнем случае они локализуются исключительно в ангидритно-гипсовых пластах. Можно сказать поэтому, что собственно соляная тектоника в Башкирском Приуралье обрамляется тектоникой ангидритной, которая в свою очередь, по мере удаления в западном направлении (в сторону Русской платформы), сменяется нормальным залеганием кунгурских пластов. Отличительными чертами собственно соляной тектоники являются: особенно резкая выраженность внутриформационных смещений, большая амплитуда неровностей кровли галогенной толщи (сотни метров), наличие диапировых явлений в сводовых частях вздутий. Ангидритная тектоника характеризуется затуханием внутриформационных смещений, малой амплитудой неровностей кровли формации (десятки метров до 100 м, редко больше), отсутствием диапирового процесса.

## 6. История развития пластической тектоники Ишимбаевского Приуралья

В последние годы рядом авторов высказано мнение, что пластические деформации галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья синхроничны ее на-

коплению и происходили параллельно с хемогенной седиментацией. По мнению М.А.Сушкина [1935], они явились следствием каких-то физико-химических процессов в рапе нижепермских водоемов, процессов, существование которых, по-видимому, осталась темной для самого автора, так и не сумевшего внятно и understandably изложить их в своей статье. По Н.П.Герасимову [1940], дислокации были вызваны скольжением вниз по склону массивов тяжелых масс ангидритов, отлагавшихся над массивами, и выдавливанием галитовых солей, возникавших во впадинах.

Разбирать концепцию М.А.Сушкина не представляется возможным из-за ее крайней неясности и совершенно очевидной фантастичности. Что же касается представлений Н.П.Герасимова, то они базируются на фактически неверной стратиграфии галогенной формации, считающей надмассивный разрез полным эквивалентом депрессионного; с устранением этой стратиграфии падает и тектоническая концепция автора. В качестве курьеза отметим, что ангидриты, которые по схеме Н.П.Герасимова должны были сползать с массивов, в действительности напозажают на них, как это вытекает из разобранный выше карты мощностей гипсово-ангидритного горизонта.

Обращаясь к анализу проблемы по существу, следует отметить, что в настоящее время нет никаких документальных данных, которые указывали бы на возникновение пластических дислокаций еще в процессе отложения хемогенных осадков. Зарождение их сейчас же повело бы к оформлению некоторого рельефа кровли формации, рельеф же неизбежно отразился бы на типе и распределении фаций, особенно в последние моменты хемогенной седиментации, в эпоху отложения ангидритного горизонта. Ничего подобного в действительности, однако, не наблюдается. Как раз фации верхнего гипсово-ангидритного горизонта отличаются редкостным однообразием и монотонностью, очевидно, исключаяющими всякую мысль о начале внутрiformационных перемещений в это время.

Совершенно иные результаты дает изучение переходной толщи и, в частности, мощностей ее. Оказывается, что области поднятий кровли кунгура по большей части характеризуются либо полным отсутствием переходной толщи и налеганием уфимских пород прямо на химические осадки (Южный, Кузьминовский массив и др.), либо резким сокращением переходной серии до 50–40–10 м. Наоборот, во впадинах кровли кунгура переходная толща всегда отличается хорошим развитием и мощностями свыше 100 м (от 105 до 315 м, чаще 175–250 м), как например, в Кашкаринской, Кузьминовской, Кажакской мульдах и др.

Из таких соотношений вытекает, что современная картина размещения переходной толщи на площади Ишимбаевского Приуралья не первичная, седиментационная, а вторичная, возникшая в результате частичного размыва переходной толщи еще в доуфимское время. Вначале переходная толща присутствовала и на территории впадин и на площадях вздутий, и даже не слишком отличалась по мощностям, поскольку останцы ее на вздутиях достигают иногда 88, даже 105 м (см. рис. 14). В какой-то момент ее отложения, однако, произошли первые внутрiformационные подвижки пластичных масс и возник рельеф кровли формации, представляющий зародыш современного ее рельефа. На вздутиях только что отложенные осадки были частично или нацело уничтожены денудацией, а смытый с них материал переотложен в прилежащих мульдах, увеличив таким путем первоначальные мощности бывшей здесь переходной толщи. Во многих случаях на вздутиях была уничтожена не только переходная толща, но и более или менее значительная часть нижележащих галогенных осадков (Кузьминовский массив).

Констатируя эти первые доуфимские следы пластических дислокаций гало-

генной толщи, нельзя не отметить их замечательной хронологической близости с тектоническими движениями на западном склоне Урала. Наличие здесь орогенической фазы в конце  $P_1$  единодушно признано и доказывается начавшимся поступлением в Предуральский прогиб крупных масс обломочного материала, давших переходную толщу. Замечательно, что почти сейчас же мы начинаем улавливать следы внутриформационных пластических перемещений и в самом прогибе. Какие следствия для толкования механики этих перемещений имеет отмеченное замечательное совпадение, будет разобрано ниже. Пока же отметим его просто как факт.

Раскрытие дальнейшей истории пластических деформаций связано с изучением уфимских отложений. Работы в этом направлении, проведенные БНЭ, обнаружили интересный факт, что отдельные свиты этой толщи либо выклиниваются по направлению от мульд ко вздутиям, либо имеют на вздутиях значительно, – в 3,4 раза, – меньшие мощности, чем в мульдах [Страхов, Цветков, 1943б]. И то и другое доказывает с несомненностью, что в уфимское время рельеф галогенной формации продолжал все более дифференцироваться и, значит, вызывающие его внутриформационные перемещения шли своим чередом. Замечательно, что максимальные мощности отдельных горизонтов уфимской толщи, выстилающих мульды, пространственно смещены друг относительно друга, что указывает на перемещение внутри мульды зон максимального их прогибания (миграция центров погружения мульд). Были ли эти движения совершенно непрерывными или же в них существовали моменты известных ускорений, пока остается недостаточно ясным. Нам кажется более вероятным последнее, причем моменты миграций центров мульд, с нашей точки зрения, отвечают моментам реакции галогенной толщи на усиление тангенциальных напряжений. В высшей степени характерно также и то обстоятельство, что уфимские породы в целом покрывают не только области галогенных мульд, но и районы галогенных поднятий, вздутий, хотя и уменьшаясь на них значительно в мощностях. Это значит, что общие погружения Ишимбаевской территории в уфимское время во всяком случае опережали рост солевых поднятий и, стало быть, скорость внутриформационных пластических перемещений была меньше скорости общих погружений прогиба.

Датировку последних фаз развития соляных структур дает изучение диапировых областей вздутий. Оказывается, что гипсовые блоки прорывают решительно все свиты уфимской серии, вплоть до самой молодой уфимской толщи, но совершенно не затрагивают мезозоя и кайнозоя.

Распределение мезокайнозойских отложений вообще чрезвычайно оригинально. Специальное изучение их стратиграфии и тектоники, проведенное В.В.Мен-нером, показало, что осадки эти локализуются в подавляющем большинстве случаев в области поднятий кровли галогенной кунгурской толщи, выполняя здесь эрозионные ложбины и древние карстовые воронки. При этом залегают мезокайнозойские породы совершенно спокойно, нарушаясь лишь на крайне ограниченных участках микродислокациями, связанными с карстовыми процессами.

Все эти данные показывают, что прорыв ангидритов в сводовых частях поднятий кровли кунгура, знаменовавший последние моменты пластических перемещений галогенных масс, заведомо состоялся *после* окончания формирования уфимских красноцветов и *до* образования самых древних мезозойских пород, которым В.В.Меннер приписывает триасово-юрский возраст. Этот прорыв мог быть либо в конце перми, совпадая с пфальцской орогией Урала, либо в триасе, в эпоху древнекиммерийских движений Урала; первое нам представляется более вероятным.

В общем же период формирования пластической тектоники Ишимбаевско-

го Приуралья очерчивается довольно строго и охватывает относительно незначительный отрезок времени от конца нижней перми до конца верхнепермской эпохи или начала триаса. Иными словами он приходится как раз на тот промежуток времени, который был, как известно, эпохой окончательного оформления западного склона Урала как складчатой структуры. Таким образом, можно считать фактически доказанным, что *хронологически пластические деформации галогенной толщи в Предуральском прогибе протекали одновременно с созданием в более восточной геосинклинальной зоне складчатых структур Западного Урала*. С прекращением кряжеобразования на Урале прекратилось формирование и соляно-ангидритной пластической тектоники в Предуральском прогибе.

### 7. К вопросу о силах, вызвавших пластические перемещения масс внутри галогенной толщи

Как известно [Сельский, 1935; Селезнев, 1938], механизм возникновения солянотектонических структур представляет до сих пор нерешенную проблему. Наметились два принципиально различных решения вопроса. Сторонники первого основную роль в формировании солянотектонических структур приписывают тангенциальным напряжениям, а соляную тектонику они рассматривают как крайний и своеобразный случай обычных тектонических деформаций; присущие всем вообще дислокациям ничтожные внутрiformационные смещения достигают у высокопластичных галогенных формаций чрезвычайно резкого развития и это, собственно, и определяет специфику соляной тектоники. По другой, ныне наиболее распространенной концепции солянотектонические деформации суть особые, принципиально отличные, генетические формы, происхождение которых связано не с тангенциальными напряжениями, но с гравитационным давлением вышележащих толщ. Побочным усиливающим фактором является гидратация ангидритов и связанное с этим резкое (до 64%) увеличение объема породы. Отсюда – соляная тектоника есть тектоника особая, отличная от обычной, тектоника *Sui generis*.

Применительно к ишимбаевской соляной тектонике нам неизвестно пока сколько-нибудь детально проведенного анализа ее механики. Судя по отдельным беглым высказываниям, симпатии ряда авторов (из них одно время особенно А.А.Богданова) явно склоняются ко второй из очерченных концепций.

Не отрицая некоторой роли нагрузки вышележащих пород в формировании солянотектонических структур, мы все же вынуждены отвести ей совершенно второстепенное, подчиненное значение и, кроме того, – что самое важное, – считать нагрузку хронологически не первоначальным, а позднейшим фактором, наложенным на тангенциальное давление, как первичный и основной фактор, в относительно более поздние эпохи развития солянотектонических структур.

Основание для такого заключения дает прежде всего анализ обстановки исходного – доуффинского момента формирования этих структур.

Из карты мощностей переходной толщи вытекает, что общая картина распределения ее может быть объяснена только разрывом толщ на вздутиях и переотложением в мульдах, размывом, явившимся следствием формирования самих вздутий и мульд. В этом первом оформлении вздутий существенно обратить внимание на следующее замечательное обстоятельство. Как видно на рис. 28, площади вздутий и мульд, дифференцированные по мощностям солей, примерно равновелики, причем вздутия даже несколько превосходят мульды. Это значит, что при выжимании пластичных пород из-под мульд во

вздутия, последние должны были настолько же подняться над исходным положением, насколько мульды погрузиться. Первоначальная мощность переходной толщи в Ишимбаевском районе до дислокаций ее нам, строго говоря, неизвестна, но в мульдах она была во всяком случае несколько ниже ныне наименьших наблюдаемых значений и измерялась, примерно, 150–160 м. Мощность переходной толщи на территории вздутий могла быть несколько меньшей, но, судя по наличию останцев ее в 88–105 м, не меньшей, чем 100 м. Таким образом, избыток мощностей в мульдах мог достигать 50–60 м, вряд ли свыше, – и, значит, обусловленные этим избытком максимальные поднятия кровли в областях вздутий над ее первоначальным положением не могли быть большими 50–60 м.

Но в действительности вздутия поднимались заведомо выше, ибо на них еще в доуфимское время была уничтожена не только вся переходная толща, но местами (над Южным массивом) и значительная часть гипсово-ангидритного горизонта, что невозможно без вертикальных перемещений кровли кунгура в области вздутий минимум в 150–180 м. Создать такие вертикальные перемещения на вздутиях избыточные мощности в мульдах физически не могли. Необходимо было активное вдавливание мульд в глубину до пределов, далеко превосходящих возможные для гравитационного давления, чтобы выжата из-под них соль могла создать ту амплитуду вертикальной подбема вздутий, какая зафиксирована картой мощностей переходной толщи. Такое активное вдавливание в области мульд могло создать лишь тангенциальное давление, которое и было первичным (хронологически) и решающим по значению фактором.

Но, признав такое значение тангенциального давления в первый момент истории соляноTECTONических структур, мы не имеем никаких оснований отрицать его значение и в дальнейшем.

Другим существенным аргументом в пользу гипотезы тангенциального давления является морфология уфимских толщ, выполняющих мульды галогенной формации. Совокупность этих мульд дает крайне оригинальную ячеисто-петельчатую структуру, а уфимские породы образуют ряд мощных округлых, удлинённых линз (блоков), разделённых прихотливо располагающимися зонами уменьшенных мощностей. Если стоять на почве чисто гравитационной концепции, необходимо будет разъяснить три существенные седиментационные проблемы, относящиеся к истории развития уфимских блоков: 1) что послужило первоначальным толчком, определившим локализацию мощного уфимского осадкообразования в тех именно ареалах, где мы его наблюдаем? 2) что вызывало миграцию центров мульд в процессе уфимской седиментации? 3) что определило прекращение седиментации в конце пермского периода? Сторонники гравитационной концепции обычно обходят эти вопросы молчанием, либо же вынуждены принимать в качестве отправного пункта чисто тектонические движения ложа, которые предопределили дальнейший ход накопления уфимских толщ. Но последнее подрывает, в сущности, основы гравитационной концепции. Что же касается возможностей объяснить осадкообразование уфимской толщи без вмешательства и решающей роли тектонических процессов, то здесь полезно запомнить одно кардинальное принципиальное положение, красной нитью проходящее через современную литологию. Положение это гласит, что ведущим фактором седиментационного процесса являются колебательные движения земной коры, которые определяют не только фации осадков, но и общую картину мощностей их. Гравитационная концепция в ее чистом виде идет явно в разрез с указанным основным положением современной седиментологии, и это во всяком случае не может быть засчитано в ее актив. В свете изложенного особое значение приобретает тот

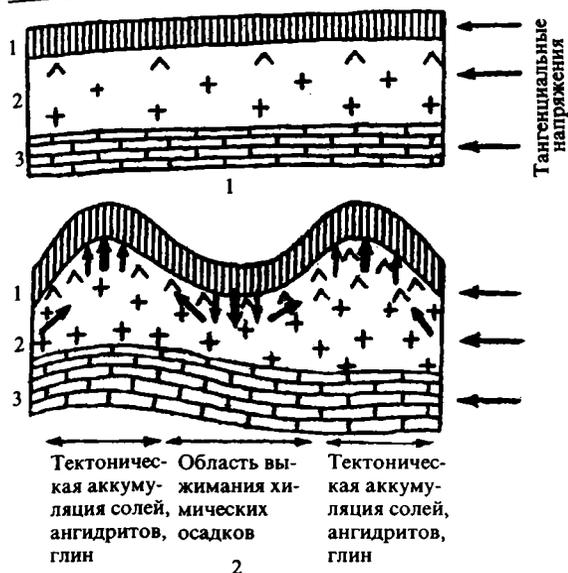


Рис. 40. Механизм формирования солянотектонических структур

1 – исходное состояние в конце кунгура; 2 – распределение тангенциальных напряжений в галогенной толще кунгура при складчатых деформациях переходной толщи: 1 – полупластическая переходная толща; 2 – пластическая галогенная толща; 3 – жесткий известняковый фундамент

отмеченный выше факт, что эпоха возникновения солянотектонических структур в Предуральском прогибе целиком совпадает с эпохой складкообразования на западном склоне Урала. Было бы странным и малопонятным объяснять это простым случайным совпадением. Между этими двумя процессами, наоборот, существует прямая внутренняя связь: оба они суть следствия общей причины – тангенциальных усилий, характеризовавших восточный край платформы и Уральскую геосинклиналь в конце верхнего палеозоя.

Что касается конкретного механизма формирования солянотектонических структур, то он может быть представлен следующим образом (рис. 40).

К концу кунгурского века на территории Башкирского Приуралья возникли три различных по механическим свойствам толщи: жесткая артинская (известняковая) плита, пластичная – химическая толща и промежуточная по своим свойствам переходная толща. На тангенциальные напряжения все они реагировали различно. Жесткий артинский фундамент образовал флексуры- или горстовидные структуры крупного масштаба. Переходная толща, как более пластичная свита, сминалась в мелкие складки. Пластичные химические осадки образовывали формы, обусловленные влиянием выше- и нижележащих свит, особенно деформациями кровли. Нетрудно понять, что мульдообразные прогибы переходной толщи были областями резкого вертикального давления, направленного вниз, на химические осадки; благодаря изгибу слоев тангенциальное давление здесь реализовалось как радиальное, наоборот, антиклинальные поднятия переходной толщи были областями ослабленного давления. Естественно, что сочетание двух таких динамических полей, расположенных по соседству, приводило к перетеканию пластичных масс, прежде всего – каменной соли, затем ангидритов и глин, – из-под мульды под антиклинальные поднятия переходной толщи, т. е. центробежно относительно центров мульд.

При временных усилениях тангенциальных давлений в уфимское время деформации шли по плану, намеченному в послекунгурскую эпоху, и самый механизм их был тем же самым. Но места максимальных прогибаний в мульдах несколько менялись, и эта смена центров прогибаний мульд представляет реакцию их на временные усиления тангенциальных напряжений.

При возникновении в послеуфимское время разрывов в сводовых частях

кунгурских поднятий те же силы, какие выжимали массы ангидритов и каменной соли из-под мульд во вздутия, – вогнали ангидриты по ослабленным зонам в уфимские породы. Поскольку самый размер инъекций был, однако, небольшим, а каменная соль лежала глубоко под покрывкой перемещавшегося пласта ангидритов, она оказалась вне процессов интрузивирования и вне явлений диапиризма, которые ее просто не захватили. Наличие же верхнего уровня в  $-285 \div -325$  м, до которого каменная соль доведена обычно внутри вздутий кунгура, указывает, по-видимому, на предел возможностей тектонического перетекания масс, обусловленного самой величиной тангенциального давления.

Как уже указывалось выше, описанные внутриформационные перемещения максимальными были в соленосной зоне, особенно в областях мощного соленакпления; с убыванием последнего они также убывают, но прослеживаются еще и за пределами соленосного кунгура в чисто ангидритных осадках, где постепенно замирают, переходя в нормально-тектонические формы. Такая связь одних форм с другими также доказывает единство их генезиса и сил, их обусловивших.

В описанной схеме гравитационное давление вышележащих масс уфимских пород как фактор возникновения солянотектонических структур практически отсутствует. В действительности это давление могло иметь некоторое значение, но лишь в поздние эпохи, когда предшествующей историей уже была создана значительная разница в мощностях уфимских пород в мульдах и над вздутиями. Гравитационное давление есть, таким образом, фактор, хронологически поздний, генетически же – производный от тектонического и лишь несколько усиливающий, подкрепляющий его.

## **8. О некоторых формах перемещений масс при пластических деформациях в Ишимбаевском Приуралье**

Имея дело с пластическими деформациями крупных галогенных толщ, не возможно уйти от вопроса о конкретных физических формах, в которых совершались внутриформационные перемещения солей, ангидритов, глин.

Исчерпывающее решение этой задачи потребовало бы не только специально проведенных наблюдений, но, вероятно, и экспериментальных работ, чего в условиях БНЭ выполнить было нельзя. Поэтому последующее изложение имеет в виду гораздо более скромную задачу – предварительный сбор материалов, которые могли бы пролить некоторый свет на затронутый вопрос.

Пластические перемещения вещества внутри галогенной толщи осуществлялись, видимо, очень разными путями, взаимно пополнявшими один другой.

Один из таких путей указывается микроскладчатостью и плейчатостью ангидритов, изобильно наблюдаемой в керновом материале. Типичная картина следующая. В основании и кровле плейчатых участков располагаются ненарушенные прослои тонкослоистых ангидритов. Между ними – пачка пластов, смятых в чрезвычайно интенсивные, часто весьма правильные, однообразные по форме и амплитуде складочки, не несущие никаких признаков дизъюнктивных нарушений. Возникновение таких складочек связано несомненно со значительным горизонтальным (боковым) перемещением смятых пластинок и, значит, с уменьшением мощности первоначального разреза в местах, откуда был выдавлен гофрированный пласт, и возрастанием мощности в пунктах, куда он был затиснут. Складчатая форма движения вещества была в данном случае реальной формой перетекания пластических масс из одного участка в другой, и демонстрирует первый возможный путь осуществления внутрифор-

мационных течений каменной соли, ангидритов, глин, особенно двух первых типов пород. В связи с этим, следует обратить внимание на два обстоятельства. Во-первых, аналогичные складчатые деформации, как было указано выше, охватывали не только слои в сантиметры и десятки сантиметров. Им подвергались пачки толщиной в метры и, может быть, в немногие десятки метров, наглядным примером чему является естественный разрез гипсово-ангидритной толщи по р. Селеук к востоку от горы Шах-тау. Во-вторых, как микроскладчатость и плойчатость, так и более крупная макроскладчатость в разрезе галогенной толщи пользуются громадным распространением, так сказать, пронизывая ее насквозь. Это значит, что перетекание вещества способом внутрiformационных складчатых деформаций являлось, вероятно, главным или одним из самых главных путей перемещения каменной соли и ангидритов при процессах соляной тектоники вообще. Интересно, что – насколько удаётся подметить при рассмотрении кернов – складчатая форма течения вещества захватывала почти исключительно слоистые ангидриты и слоистые галититы.

Другая форма перемещений вещества при пластических деформациях вскрывается при изучении Смакаевского карьера. Эта выработка представляет сечение кунгурского ангидритного блока, вторгнутого в уфимскую толщу, и позволяет наблюдать внутреннюю структуру блока и расшифровывать самую механику вторжения сульфатных масс. На рис. 41 представлен разрез карьера, сделанный автором в июле 1942 г.

В мощной серии кунгурских пород на откосе различаются 9 пакетов, разделенных ясно выраженными зонами брекчирования и смещения каждого пакета относительно другого (соседнего). Начиная с западного конца карьера следуют:

9. *Ангидритный пакет.* Обнажен лишь в нижней части стенки карьера (верхняя срезана склоном). Образован плотными голубовато-белыми ангидритами с включениями, иногда обильными, округлых кристаллов гипса в 0,5–0,75 см по большой оси. Разбит ветвящимися трещинами, по которым идет гидратация ангидритов и превращение их в гипсы, – превосходный пример этого механизма гипсования вообще. Многие трещины имеют примазки черной глины, вдавленной в них.

8. *Второй ангидритный пакет.* Петрографически сходен с вышеописанным. Отделен от первого зоной раздробления из нескольких криволинейно проходящих поверхностей с зажатыми в них эллипсоидальными кусками (пластинами) гипса; здесь же вмята и притерта по плоскостям скольжения серая глина, играющая роль смазки и выполнения брекчированной полосы.

7. *Гипсовый пакет.* Образован серыми и светло-серыми неслоистыми гипсами очень характерной структуры. Весь пакет разбит на бесчисленное множество разнообразных по размерам, но преимущественно мелких (15–20 см) овальных уплощенных линз, смещенных одна относительно другой по извилистым поверхностям, общее простирание которых, также как и простирание линз, совпадает с простиранием пакета как целого. По плоскостям соприкосновения линз забита черная (или серая) глина в виде тонкой (и тончайшей) примазки, отчего порода в целом приобрела характер брекчии. При малых размерах кусков и их сильном уплощении на отдельных участках пакета порода приобретает характер слоистой (сложная слоистость). От ангидритного пакета описываемый гипсовый пакет отделен зоной раздробления, сходной с предыдущими. В зоне брекчирования, проходящей, по-видимому, по прослою первично слоистых гипсов, – порода разбита на овальные глыбы с приглаженными поверхностями, между которыми вмята серая глина; по трещинам, кроме того, вмята красная железистая (уфимская) глина.

6. *Гипсово-терригенный пакет.* Состав его сложный: а) песчаник желтова-

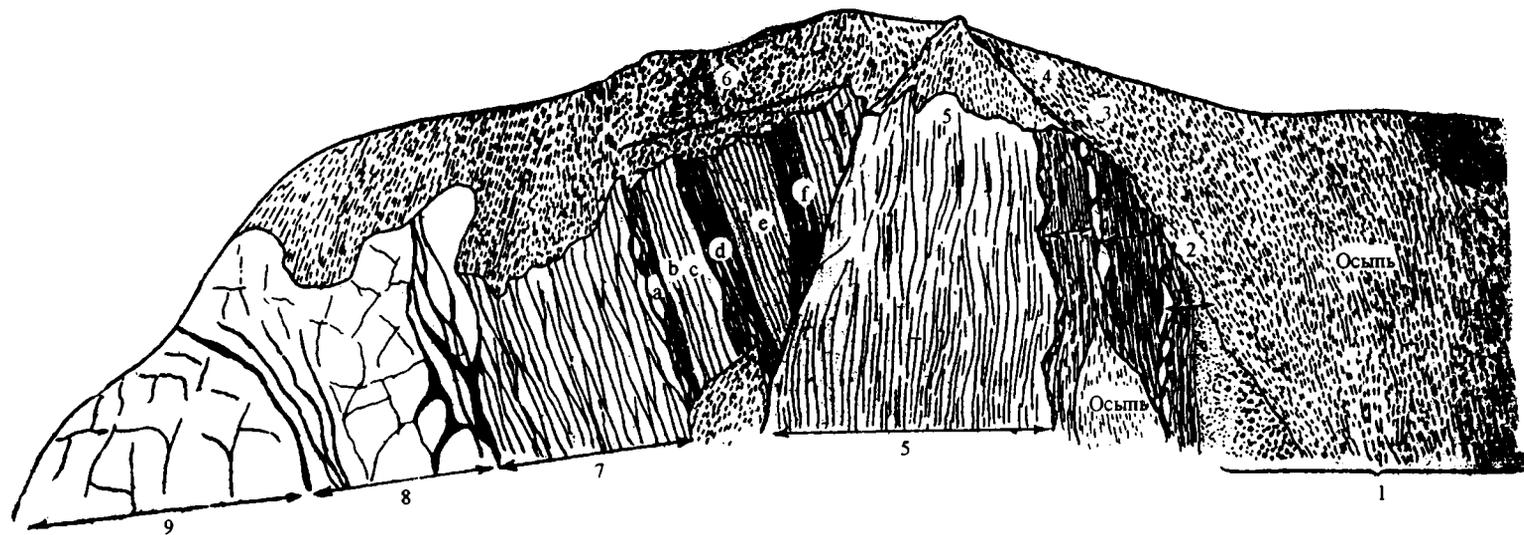


Рис. 41. Строение диапирового блока в южной части Смакаевской диапировой гряды, в гипсовом карьере  
1-9 – номера пачек, описываемых в тексте

то-серый, гипсоносный, тонкозернистый; отделен от предыдущего пакета поверхностью скольжения и зоной розоватых, растертых на отдельные овалыные глыбы гипсов; глыбы ориентированы большой осью по направлению плоскости раздробления; б) серые плитчатые сланцы, тонкослоистые, особенно в верхней части пачки, что обусловлено появлением тончайших прослоечков карбоната (доли мм); в верхней части пачки последние сильно обогащаются и порода приобретает характер тонкослоистого мергеля (может быть местами известняка); карбонатные участки лежат какими-то быстро выклинивающимися линзами; с) своеобразная порода, представляющая в основном тонкослоистый гипс, в котором проходят многочисленные тонкие карбонатные прослоечки в доли мм толщиной, то стужающиеся, то разрежающиеся; изредка проходят сантиметровые прослои глины; д) глинистые тонкослоистые сланцы, сходные с пачкой б; е) тонкослоистый гипс, идентичный с пачкой с; ф) по видимому, тоже гипс, – разобрать из-за недоступности как следует не удалось. Весь 6-й пакет в целом имеет характер клина, зажатого между 5 и 7 пакетами и отделенного от них зонами дробления и перемещений.

5. *Гипсовый пакет*. Аналогичен пакету 7, но своеобразная структура течения гипсов (разлинзованность) выражена здесь еще резче и отчетливее. Характерно, что по мере углубления разработки (от дневной поверхности) крупные линзовидные блоки приобретают в своей сердцевине ангидрит и удерживают гипс лишь в периферических частях; еще глубже появляются отдельные, сплошь ангидритные блоки и, таким образом, порода на глубине переходит в ангидрит, вероятно, сходный с ангидритом пакета 8.

4. *Сланцевый нижний пакет*. Образован тонкослоистыми и тонкоплитчатыми сланцами типа “6b”. Внизу у тектонического контакта крупные обтертые куски гипса со структурой течения; такие же куски встречаются и внутри пакета. Среди глинистых сланцев встречаются также линзовидные пережатые прослои серых тонкозернистых песчаников, мощностью 10–15 см.

3. *Средний сланцевый пакет*. Образован тонколистоватыми и тонкослоистыми сланцами, которые выше сменяются тонкозернистыми песчаниками. Отделяется от нижнего резко выраженной поверхностью разрыва и дифференциального перемещения, к которой приурочен горизонт гипсовой брекчии из мелких и громадных по размерам более или менее эллипсоидальных угловатых глыб гипса с поверхностной коркой розоватого цвета; гипсу свойственна структура течения.

2. *Верхний сланцевый пакет*. У основания его крупная брекчия гипсов, аналогичная такой же брекчии предшествующих сланцевых пакетов. Выше – серые и буровато-серые глинистые сланцы с прослоечками песчаника, затем желтовато-бурый рыхлый песчаник.

1. *Рыхлый серовато-зеленоватый и желтоватый песчаник* с многочисленной крупной и мелкой кремневой галькой, неравномерно разбросанной. После обширного задернованного пространства, где, судя по высыпкам и плешинкам, выходят те же породы, на бровке склона обнажаются красные конгломераты и переслаивающиеся с ними косослоистые песчаники с галькой. Переход от пакета 2-го к 1-му производит впечатление постепенного.

Из сказанного видно, что строение интрузивного гипсово-ангидритного блока Смакаевского карьера довольно сложное. Он состоит из ряда крупных пакетов, смещенных один относительно другого и разделенных поэтому зонами брекчирования. Поверхности скольжения поставлены очень круто, но наклоны у них не только параллельные, но иногда и встречные, почему некоторые пакеты приобретают характер клиньев (например 5–6). В вертикальном направлении тектонические поверхности уже в пределах разрезов обнаруживают некоторую волнистость. По мере продвижения стенки карьера в глубь

откоса, толщина пакетов, наклон плоскостей скольжения, равно как и пролегание зон брекчирования, меняются. Это доказывает, что и в направлении, перпендикулярном стенке карьера поверхности, разделяющие пакеты являются волнистыми. В общем, пакеты имеют, видимо, характер огромных линз, вырезанных из толщи галогенных и терригенных пород и в процессе интрузирования блока смещенных друг относительно друга. При этом внутри отдельных пакетов имело место аналогичное раздробление на линзовидные участки, но уже мелких и мельчайших размеров, и смещение этих линз одной относительно другой. Такое “линзование” ангидритов и последующее смещение линз приводило к уменьшению первоначальной мощности пластов в одних местах и к утолщению их в других, т.е. представляет своеобразную форму перетекания масс из одного участка в другой, в данном случае форму перетекания ангидритного кунгура в интрузивные блоки диапировых прорывов.

Подобного рода “линзование” и смещение отдельных линз свойственны не только диапировому блоку Смакаевского карьера. Аналогичные структуры течения гипсов (соответственно – ангидритов) встречены в разных местах разреза по рекам Селеук, Зигану и другим; они свойственны, вероятно, и ангидритам Ишимбаевского района, но только условия наблюдения (по керновому материалу) не способствуют отчетливому их выявлению.

Итак, микроскладчатость и гофрировка ангидритов, с одной стороны, раздробление пород на линзовидные более или менее крупные пакеты и блоки со смещением блоков друг относительно друга, – с другой, вот два пока достоверно констатируемых пути, коими достигалось перетекание пластических масс кунгура Ишимбаевского Приуралья при пластических деформациях. Первый свойственен, главным образом, тонкослоистым, второй – массивным породам. Вероятно, существовали и иные формы перемещения вещества при пластических деформациях, но они для нас пока неясны в том материале, каким мы располагаем.

Чтобы закончить рассмотрение этого вопроса, обращу внимание еще на одну интересную деталь. В главе III было указано, что в современном строении соленосного горизонта кунгура, несмотря на значительные внутрiformационные перемещения масс, сохранились следы состава его из трех солевых комплексов, обычно разделенных мощным ангидритовым пластом, но в некоторых случаях сливающихся в два комплекса. Подобного рода строение представляет собой, конечно, следы (реликты) былого состава соленосного горизонта из трех первично отложенных и выдержанных по мощностям самостоятельных солевых пачек. Удержаться это строение могло лишь при условии, что перемещения солевых масс из-под мульд во вздутия шло не по любым путям, а, главным образом, внутри самих же солевых комплексов, не выходя, как правило, за их пределы. Точно также и перемещение ангидритов шло в основном по мощным ангидритовым же пластам, разделяющим солевые пачки, лишь редко выходя за их границы. Таким образом, миграции пластических масс при соляноTECTONических деформациях шли самостоятельными структурными этажами, отдаленно напоминая в этом отношении перемещения вещества в современных ледниках.

\* \* \*

Приступая к анализу пластической тектоники Ишимбаевского Приуралья, мы указывали на значительный интерес этого региона для проверки существующих взглядов на характер и генезис соляноTECTONических форм. Заканчивая наше изучение этого вопроса, можно отметить, что ишимбаевский материал действительно позволяет во многом корректировать современную теорию соляной тектоники.

Существенно прежде всего то, что пластические перемещения масс при возникновении соляноTECTONических форм, отнюдь, не ограничиваются только каменной солью, как это думали до сих пор, но в большей или меньшей степени обнимают все породы галогенного разреза, в частности, ангидриты и глины. Особенно важно установление относительной подвижности ангидритов. Эта особенность их впервые позволяет понять наличие чисто сульфатных диапировых инъекций в поле развития соляной тектоники. Она же заставляет заново переоценить значение гидратации в соляноTECTONических формах, сведя последнюю к роли чисто второстепенного фактора, в ряде мест возможно просто отсутствовавшего. Плойчатость и микроскладчатость гипсов оцениваются при этом не как явления, вызванные гидратацией, а в основном как унаследованные от ангидритов. Пластичность ангидритов приводит, наконец, к представлению об ангидритной тектонике, которая в поле развития собственно соляноTECTONических форм на них накладывается и их усложняет, за пределами же соленосной фации обрамляет поля соляной тектоники и служит как бы переходным звеном от них к областям тектоники нормальной.

Существенный интерес и значение ишимбаевских материалов заключаются также и в том, что они знакомят нас с начальными простыми формами соляной тектоники и применительно к ним показывают, как кажется, с исчерпывающей наглядностью невозможность объяснения генезиса соляноTECTONических форм только гравитационной схемой и, наоборот, необходимость принимать в качестве исходного “толчка” для соляных дислокаций тангенциальные напряжения. Вес избыточных масс в мульдах есть фактор в начальной истории соляноTECTONических форм всегда второстепенный, подчиненный, хронологически – поздний, генетически же – производный от тангенциальных напряжений. Это не значит, что при дальнейшей истории соляноTECTONических форм, при переходе их из примитивных в высшие, соотношения веса пород и тангенциального напряжения останутся теми же, что на начальных стадиях соляной тектоники. Не исключено, что в этой дальнейшей истории роль тангенциального давления будет падать, а роль веса избыточных масс в мульдах возрастать и вес этот станет главным фактором. Доказательный анализ этой проблемы, однако, требует привлечения новых фактов по другим регионам. Не располагая ими сейчас, относим разбор поставленной задачи на долю дальнейших исследований.

## Глава V

### **Вторичные минеральные новообразования в составе галогенной толщи кунгура, возникшие при ее выветривании и деформациях**

Любая осадочная толща, будучи выведена на поверхность, приобретает ряд минеральных новообразований, возникающих под влиянием экзогенных факторов и процессов. В галогенных толщах, подобных кунгурской, сложенных породами особо неустойчивыми, легко изменяющимися, таких новообразований можно ожидать особенно много. Из числа их мы остановимся в дальнейшем на гипсах, сере и нефтепроявлениях.

## 1. Морфология и история процесса гипсообразования в Башкирском Приуралье

Вторичное происхождение гипсов Ишимбаевского Приуралья уже было показано в предыдущей главе.

В этом отношении они аналогичны гипсам г. Казани [Кротов, 1930], Туймазов [Флоренский, 1939], Охлебинина [Заварицкий, 1924], Эмбы [Иванов, 1940], Чкаловской области [Косыгин, 1940] и ряда других участков, в отношении которых различными исследователями была доказана справедливость такого же генезиса. Можно считать, по-видимому, установленным, что в разрезе верхнепалеозойских толщ Русской платформы гипсы вообще представляют образования вторичные.

Такое происхождение гипсов ставит перед исследователями ряд специфических задач, – и прежде всего проблему морфологии и условий залегания гипсов, их связи со структурами кунгура, затем проблему петрографии гипсов, наконец, проблему истории гипсообразовательного процесса. Из этого сложного клубка вопросов подробно изучению подверглась пока лишь петрография гипсов, описанная в 1925 г. Б.П.Кротовым [1925], а недавно А.А.Ивановым [1940] и особенно подробно В.П.Флоренским [1939]. Морфология же гипсообразования, его пространственная локализация, конкретная геологическая хронология и история этого процесса – остаются пока по существу почти незатронутыми. Учитывая это обстоятельство, мы основное внимание уделили как раз указанным вопросам геологии гипсообразования, тем более, что имеющийся по Ишимбаевскому (и Башкирскому) Приуралью материал чрезвычайно показателен именно в этом отношении.

Подробное изучение карты (рис. 42) показывает, что гипсы Ишимбаевского района располагаются географически на тех участках, где кровля кунгура приближена к дневной поверхности и залегает выше абсолютного нуля, чаще всего на высотах +20, +150 м; в ряде мест химические осадки прямо выходят на поверхность, прикрываясь небольшим плащом четвертичных пород. Нижним пределом залегания кровли галогенного кунгура, на котором в составе химической толщи еще встречаются гипсы, являются глубины около -200 м, очень редко ниже.

Таковы условия залегания гипсов в покровско-рязановской зоне, в Аллагуватовском, Кусяпкулово-Ишимбаевском, Термень-Елгинском вздутиях и на ряде диапировых структур к востоку от центральных массивов. Наоборот, ангидриты в главной массе своей приурочены к участкам, где кровля переходной толщи лежит на изогипсах ниже -200 м. При отметках кунгура выше -100 м ангидриты встречаются редко, а на участках, где кровля характеризуется положительными отметками, только в единичных исключительных случаях. Главные площади развития чисто ангидритной химической толщи совпадают, таким образом, с глубокими прогибами кровли кунгура, вне которых ангидриты встречаются редко и тем выше на выступ мы подымаемся. Так, например, громадные Кажакская и Кузьминовская мульды, равно как и “пролив” между ними, – сплошь выполнены только ангидритами. Исключительно ангидриты встречаются и в Восточно-Аллакаевской мульде с глубинами до 650 м и больше (скв. 8/25, 2/25, 1/23, 4/23); они же приурочены к Кашкаринской мульде и к аналогичным прогибам восточнее центральных массивов.

Разная гипсометрическая локализация гипсов и ангидритов, помимо карты, отчетливо видна на профиле (рис. 43) и диаграмме (рис. 44), где графически изображена встречаемость (в %) ангидрита на разных гипсометрических уровнях. Чтобы получить цифровое выражение этой встречаемости, для каж-

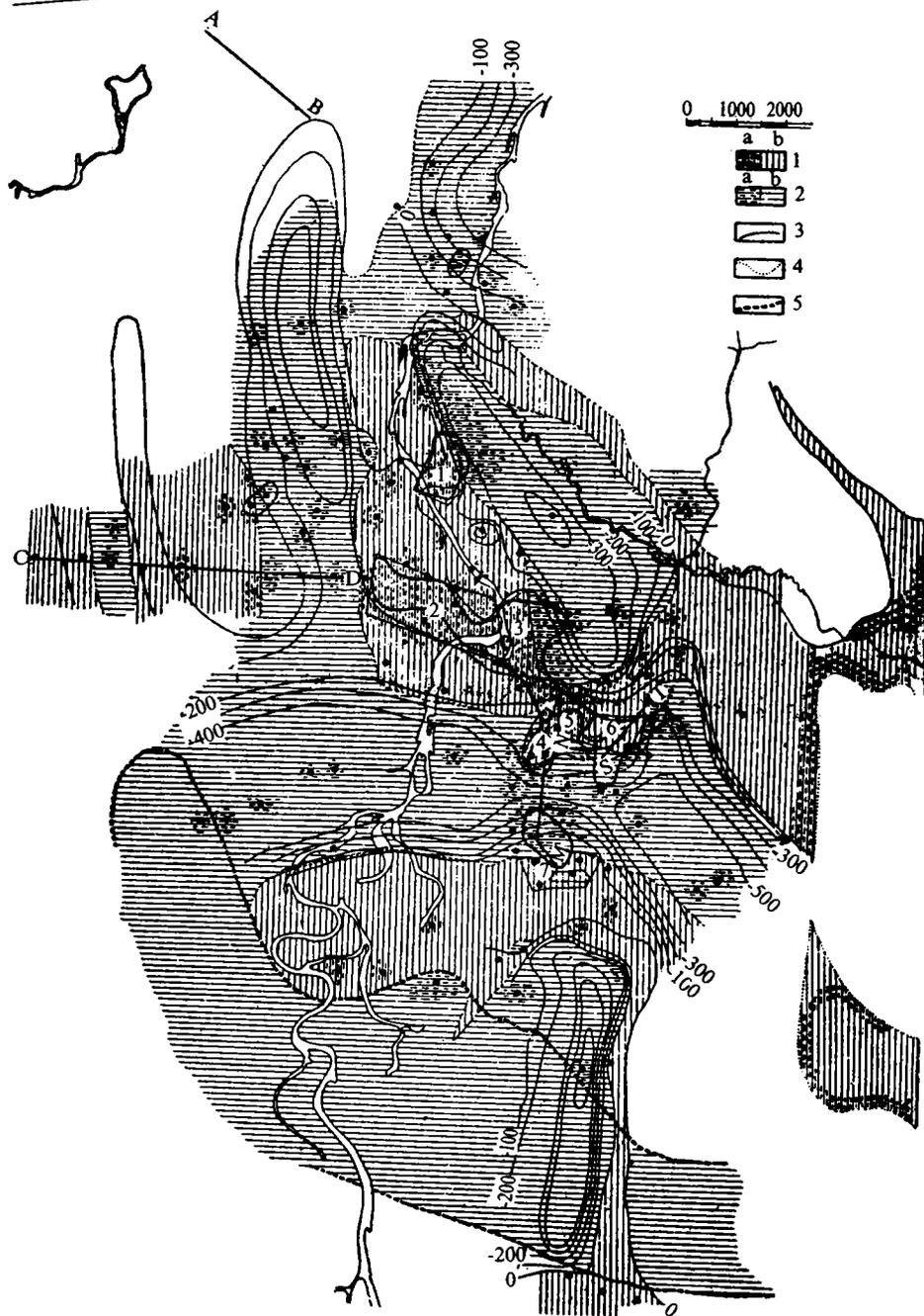


Рис. 42. Распространение гипсов и ангидритов в составе галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья

1 – гипсы в составе галогенных отложений имеются: а – фактические выходы; б – гипотетическое распространение; 2 – гипсов в составе галогенных отложений нет, имеются только ангидриты: а – фактические выходы; б – гипотетическое распространение; 3 – изолинии кровли переходной толщи; 4 – границы высокого стояния кунгура по геологической карте; 5 – границы аллакаевской фации

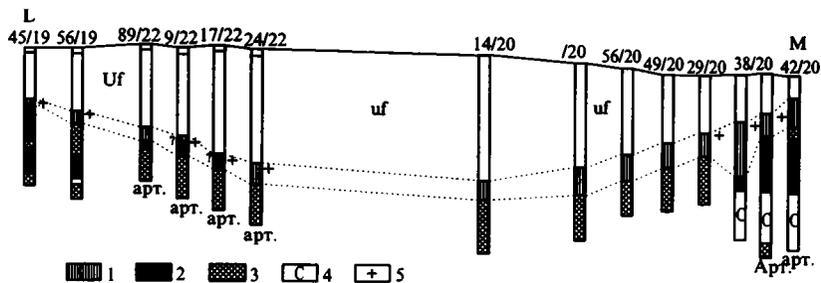


Рис. 43. Распространение гипсов и ангидритов в зависимости от глубины залегания кунгура

1 – переходная толща; 2 – гипсы; 3 – ангидриты; 4 – каменная соль; 5 – гипсы; 6 – вкрапленность гипсов

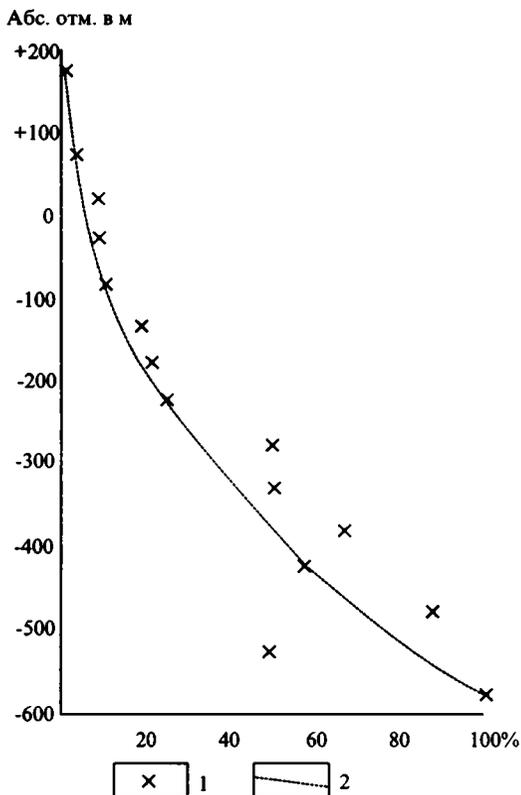


Рис. 44. Встречаемость ангидритов на разных гипсометрических отметках (в процентах от числа пробуренных скважин)

1 – фактически найденные числа; 2 – усредненная кривая

дого гипсометрического интервала было подсчитано число встреч гипсов и ангидритов и затем вычислен процент встреч каждой из этих пород отдельно. Как видно из диаграммы, при отметках кровли химической толщи выше +150 м ангидриты не встречаются совсем и исключительным распространением пользуются гипсы. От +150 м до -450 м встречаются и ангидриты и гипсы;

ниже 450 м – только ангидриты. Некоторая неплавность в ходе цифр объясняется неравномерным распределением скважин по площади исследованного района. Но общее тяготение гипсов и ангидритов к двум противоположным элементам поверхности кунгура (первых – к выступам, вторых – к депрессиям) на диаграмме запечатлено очень ярко.

Обращаясь к дальнейшему изучению пространственной локализации гипсов, остановимся прежде всего на мощностях гипсоносной зоны в области центральных массивов, где имеется максимальное количество данных для построения соответствующей карты. Ход изопакит гипсоносной зоны отличается здесь чрезвычайной причудливостью; участки мощного гипсообразования на коротком расстоянии сменяются полосами с ничтожными мощностями гипсоносной зоны. Последняя то дает длинные языки, вторгающиеся в чисто ангидритные районы, то уступает место ангидридным пятнам на относительно высоких гипсометрических отметках. Надо иметь в виду, кроме того, что только в подчиненном количестве случаев гипсы внутри гипсоносной зоны лежат непрерывным сплошным горизонтом. В гораздо большем числе скважин они образуют несколько (2–7–9) “прослоев”, разделенных ангидритами. При этом отнюдь не всегда гипсовый “пласт” является самым верхним. Нередко разрез химических осадков начинается ангидритами и только ниже следуют гипсы. Очень часто выделяются горизонты, относительно которых записи буровых журналов гласят: “смесь гипса и ангидрита”. Рассмотрение некоторых таких кернов показало, что в одних случаях они представляют ангидриты, в которых гипсование пошло по ясно различимым ветвящимся трещинам, в других – почти сплошные гипсовые пласты, в которых уцелели остатки ангидритов в виде прихотливых по очертаниям обрывков, придающих этим участкам гипсов брекчиевидное строение. Была сделана попытка оценить и картографически выразить степень загипсованности гипсоносной зоны. Оказалось, что нет ни одной пары скважин, где количество гипсовых пластов было бы одним и тем же, или где гипсование выражалось бы одним и тем же процентом. Все цифры на ближайших расстояниях (50–70 м) скажут самым удивительным образом. Рядом с 50–70% гипсования располагаются скважины с 10–5%. В гуще резкого гипсования выскакивают скважины “пустые”, т. е. без гипсов и, наоборот, в поле развития ангидритов у границы их с гипсами появляются отдельные скважины с гипсом (восточная часть Восточного массива, юг Буранчинского и Кузьминовского массивов). В абсолютных цифрах мощность гипсов варьирует еще более резко и скважины, содержащие 15–25 м гипсов, соседствуют со скважинами, в которых мощность гипсов достигает 100–200 и более метров. Что касается средних значений мощностей гипсоносной зоны и среднего коэффициента гипсоносности, то они характеризуются следующими цифрами:

| Участки                  | Средняя мощность гипсоносной зоны, м | Средний % гипсования | Средняя мощность гипса в зоне гипсования, м |
|--------------------------|--------------------------------------|----------------------|---|
| Кусяпкуловский массив    | 221                                  | 69                   | 152   |
| Западный массив          | 243                                  | 55                   | 134   |
| Восточный массив         | 161                                  | 73                   | 117   |
| Буранчинский массив      | 79                                   | 85                   | 67  |
| Южный массив             | 138                                  | 78                   | 107   |
| Кузьминовский массив     | 180                                  | 86                   | 155   |
| Термень-Елгинский массив | 248                                  | 63                   | 156   |

К сожалению, за пределами центральных массивов данные для оценки степени загипсованности становятся значительно меньшими и более случайными. Все же и эти данные очень любопытны, ибо в сопоставлении с ранее изложенными материалами вскрывают некоторые весьма любопытные закономерности. Пока мы находимся в области резких солевых деформаций, мощность гипсоносной зоны остается очень крупной и не уступающей тому, что наблюдается над погребенными массивами; с отходом на запад – в область более спокойной тектоники – мощность гипсоносной зоны быстро падает. Так, на Термень-Елгинском вздутии зафиксированы мощности гипсоносной зоны в 300, 410, даже 800 м; на Юлдашевском – 340, 630 м, на Байгузинском и Смакаевском – 349, 422, 630, 690 м и лишь дважды 130 и 135 м. В Аллагуватово-Покровских же скважинах мощность гипсоносной зоны 175, 165, 150, 95, 105 м; в Рязановке 50 м. Получается, что степень загипсованности стоит в прямой зависимости от степени нарушенности ангидритного комплекса вторичными тектоническими процессами, – обстоятельство весьма существенное для истолкования хода гипсообразовательного процесса.

Те же соотношения наблюдаются и в более северных районах. Так, в Мраковских скважинах, разбуривающих несомненно соляную структуру, мощности гипсоносной зоны варьируют от 200 до 350 м. В расположенной несколько севернее Карлинско-Пастушинской структуре, в которой кунгур спокойно облекает артинские породы и не несет признаков крупных внутриформационных смещений, мощности гипсоносной зоны падают обычно до 110–120 м, иногда же до 70 и 55 м. На восточной окраине платформы, в бассейне рек Аургазы, Узеней и вообще на левобережье р. Белой, где кунгур лежит очень спокойно, мощность загипсованной части достигает (по М.П.Казакову) максимум 100–120 м, часто меньше. Севернее г. Уфы в разрезах у с. Лавочного (6 скв.) гипсование проникает до глубины обычно 50–80 м. В Казаякском районе, по краю соленосной площади, мощность зоны гидратации ангидритов измеряется обычно 80–70 м, но в отдельных скважинах доходит и до 170 м. Как видим, условия залегания химических осадков явственно отражаются на течении гидратационных процессов. *Чем более нарушен кунгур, тем глубже спускается гипсование*, – обстоятельство, которое прекрасно вяжется со вторичным генезисом гипсов.

При переходе от области соляной тектоники к району спокойного залегания гипсов, однако, происходит не только уменьшение мощностей гипсоносной зоны, но изменяется и самый характер залегания гипсов.

На вздутиях соляных структур, как мы видели, локализация гипсов отличается необычайной прихотливостью и изменчивостью в пространстве. Гипсы образуют здесь причудливые штоки, пятна, бесформенные участки с бесчисленными апофизами от них и с промежуточными реликтивными ангидритными пятнами. “Слоистое” распределение гипсов и ангидритов, часто якобы вскрываемое скважинами, в действительности представляет псевдослоистость и обусловлено прохождением скважин через несколько гипсовых штоков или штоковых апофизов, разделенных ангидритными реликтивными участками. При сложной раздробленности и перемятости пород такое залегание гипсов в области соляной тектоники совершенно естественно. За пределами солянотектонических структур залегание гипсов становится гораздо спокойнее и они имеют тенденцию давать явно пластообразные тела, перемежаясь при этом с аналогичными ангидритными телами. На ограниченных по размерам обнажениях такое чередование гипсов и ангидритов порою настолько имитирует картину первичной слоистости, что гипсам геологами часто приписывается первичный генезис. Ошибочность такого толкования как раз применительно к восточной окраине платформы давно уже показана А.Н.Заварицким на при-

мере гипсов и ангидритов у с. Охлебинино [1924]. Одним из доказательств вторичности гипсов в этом типичном обнажении, помимо микроструктурных соотношений гипса и ангидрита, является то, что пласты гипсов по простиранию замещают ангидриты. В высшей степени интересны в связи с этим данные, полученные геологом Дмитриевым [1931] при разведке на ангидриты в Охлебининском районе. В сводном разрезе гипсово-ангидритной толщи им выделяются здесь 4 крупных пласта ангидрита. Верхний пласт А залегает на глубине до 30 м от вершины берегового уступа. "Под влиянием подпочвенных вод, — пишет названный автор, — этот ангидритный пласт сверху в значительной степени перешел в гипс и этим объясняется весьма неровная и неясная верхняя граница его. Наиболее полно пласт А представлен в обнажении 2-й линии, где мощность его равна 25 м. Ниже второй линии мощность падает уже до 16 м; среднюю же мощность на участке между 2-й и 14-й линиями, протяжением в 400 м, можно принять в 20 м. Выше по реке пласт констатирован на 3-й и 5-й линиях. Средняя мощность его на протяжении 500 м измеряется 15 м. Далее в сторону Сима ангидрит пласта А нацело превращен в гипс и редко где сохраняются небольшие штоки его. Необходимо еще упомянуть обнажение 19-й линии, где пласт А, залегая непосредственно над доломитом с окаменелостями, имеет 30 м мощности, хотя прослеживается здесь не более, чем на 80 м" [Дмитриев, 1931]. Аналогичная изменчивость свойственна и другим пластам ангидрита. Доказательством вторичного генезиса гипса служат также "небольшие штоки и неправильные гнезда ангидрита, сохраняющиеся часто в центре массы и гипса". Очень ясные аналогичные соотношения наблюдались автором настоящей работы по р. Зилиму у с. Акташ, где в прекрасном обнажении на излучине видно, что слои выше по реке сложенные гипсами, на излучине, где эрозия сильная и склон подмывается и осыпается быстро, оказываются состоящими из плотного ангидрита.

Разный характер залегания гипсов в сильно тектонически нарушенных и спокойных участках химической толщи кунгура указывает, по-видимому, на неодинаковый характер течения процесса гипсования. Основными путями проникновения воды в ангидриты являются, вообще говоря, трещины и поры, причем в начале вода поступает по трещинам, а затем из них по поровым каналам в глубь располагающихся между трещинами блоков. На участках с резко выраженной трещиноватостью ангидритов такой механизм гипсования не мог не определить большой мощности и прихотливого строения гипсовой шляпы.

Начинаясь у дневной поверхности, гипсообразование углублялось здесь в толщу ангидритов по ходу трещиноватости прихотливыми узкими ветвями, то сливающимися, то расходящимися, между которыми еще сохранились в виде реликтов не затронутые гидратацией ангидриты. В начальные моменты гидратации языки и веточки гипсов терялись в массе незатронутого ангидрита, но со временем они становились все гуще, а ангидритные реликты все меньшими. При этом гипсообразование медленно опускалось вниз, в толщу ангидритов и одновременно в сторону от начальной площади. В результате такого течения процесса строение толщи, захваченной гидратацией, должно было оказаться достаточно сложным. Нацело загипсованные участки должны в ней лежать бок о бок с участками, частично загипсованными или даже совсем не затронутыми гидратацией, причем границы между ними, в зависимости от местных условий, могут быть и простыми и чрезвычайно прихотливыми.

Все это как нельзя более отвечает той картине залегания гипсов, которую мы могли разъяснить чисто фактически.

На участках спокойного залегания химической толщи трещиноватость ангидритов резко уменьшается, и основными путями гипсования становятся по-

ровые каналы ангидритов. Как у всякой осадочной породы, пористые участки располагаются более или менее пластообразными крупными линзами, чередующимися с более плотными и менее проницаемыми пропластками. У тонкослоистых разностей путями проникновения воды являются также лазы между прослоечками. Все это приводит к тому, что возникающие гипсы образуют не прихотливых очертаний шляпы, а спокойные, более или менее отчетливые пластообразные тела, имитирующие первичные отложения. Вместе с тем, быстрота процесса резко падает, а глубина уменьшается, ибо проникновение воды в толщу ангидритов, главным образом, по пластам, контролируется глубиной заложения эрозионной сети, которая в условиях платформенного района измеряется обычно десятками метров, в пределах 1–1,5 сотен метров.

Петрографические типы гипсов целиком повторяют типы ангидритов. Наиболее распространены среди них плотные серые или белые мелкокристаллические сахаровидные или плотные разности, прорезанные трещинами, по которым вмята глина; гипсы эти во всем подобны массивным ангидритам, с которыми они генетически и связаны. Пятнистые сингенетические включения карбонатных минералов, часто встречающиеся в ангидритах, имеются и среди гипсов, давая основание для обособления типа карбонатных пятнистых гипсов. В составе карбонатов гипсов бросается в глаза значительная распространенность магнезита, который встречается здесь несравненно чаще, чем в ангидритах, и притом же иногда крупными массами.

Относительно реже среди гипсов встречаются тонкослоистые разности, в которых крупные гипсовые пластики в 1–3 мм чередуются с очень тонкими (0,1–0,2 мм) карбонатно-глинистыми микрослоечками; часто такие тонкослоистые гипсы хорошо колются на плитки, напоминая в этом отношении плитчатые ангидриты. Микроскопически встречаются обычно гомеобластическая и гетеробластическая структуры с размерами зерен 0,1–0,5 мм, реже порфиробластическая. Среди кристаллов гипса сохраняются часто реликтовые участки ангидрита, либо же включения последнего в гипсы. Обычны кристаллики целестина и вкрапленность карбонатных минералов.

Любопытную особенность гипсов составляет нередкое наличие в них своеобразных яйцевидных крупнокристаллических гипсовых же желваков, встречающихся как в массивных, так и в слоистых разностях (“очковые гипсы”). Морфологически желваки эти представляют более или менее эллипсоидальные округлые или слегка угловатые тела размером от 0,3 до 3,0 м, обычно в множестве рассыпанные в породе, отчего она приобретает характерный пятнистый вид. Оси желваков ориентированы в любых направлениях и у двух соседних тел совершенно независимо друг от друга, однако, с тенденцией располагаться более или менее параллельно плоскостям наслонения породы. У тонкослоистых гипсов желваки располагаются так, что захватывают по толщине несколько прослоечков. При этом наблюдение множества случаев установило с полной достоверностью, что *слоистость проходит через желвачки без малейших изменений*, не обнаруживая ни изгибов или обтеканий, ни утолщений или, наоборот, утончений пластиков. В отличие от вмещающей породы, желвачки образованы всегда водяно-прозрачным (стекловидным) крупнокристаллизованным гипсом, причем лишь редко желвак представляет один цельный кристалл; обычно же он слагается из нескольких кристаллических индивидуумов, сросшихся под углом один к другому; изредка наблюдалось радиально-лучистое строение желвачков. Любопытно, что такого рода яйцевидные желвачки стеклянноподобного гипса встречаются не только в гипсах, но и в ангидритах, причем ничем не отличаются от аналогичных телец в гипсах. Надо думать, что в гипсах они представляют образование, возникшее до общего превращения ангидритов в гипсовую породу, и при течении этого

последнего процесса были механически включены в общую гипсовую массу. Если это так, то в образовании желвачных гипсов намечаются по крайней мере две стадии: первая заключалась в возникновении крупнокристаллических желвачков и вторая – в гипсовании вмещающей массы, дававшей обычно гораздо более мелкокристаллическую породу. Генезис гипсов первой стадии во многом остается еще темным.

Следы разных фаз имеются и в других случаях. Так, в ядрах ишимбаевских скважин часто можно наблюдать следующую картину. Кусок породы складывается из обычного тонкокристаллического гипсом, – разбитым прихотливо ветвящимися трещинами на разъединенные куски; трещины, в свою очередь, выполнены гипсом, в одних случаях селенитом, в других – темным плотным мелкокристаллическим; встречаются даже случаи, где жилки с темным мелкокристаллическим гипсом секутся селенитовыми. В этих случаях можно говорить минимум о трех фазах гипсования: а) между трещинных участков; б) выполнения трещин тонкозернистым гипсом; в) нового раздробления и выполнения селенитом. Селенитовые жилки, вообще говоря, представляют явление, необычайно распространенное среди гипсов и, так сказать, насыщают их. Часто они пересекают одни другие, указывая таким образом на наличие нескольких генераций их. Добавим попутно, что наряду с гипсовыми жилками существуют (и нередко) жилки ангидритные, а также трещины, выполненные каменной солью бесцветной и оранжевой. Иными словами, вторичные миграции сульфатов сопровождались миграцией и переотложением ряда других соединений.

Весьма любопытное образование было изучено автором в небольшом карьере по р. Селеук к востоку от горы Шах-тау, у избушки лесника (рис. 45). Здесь обнажаются прекрасные тонкослоистые плитчатые гипсы, которым подчинены незначительные по мощности прослои белых массивных сахаровидных гипсов (0,5–1,5 м) и незначительные (5–10 см) прослои песчанистой глины. С этими последними и связано интересующее нас образование в гипсах. Очень часто (но не всегда) глинистый пласт подстилается более или менее выраженной пластиной очень крупнозернистого водяно-прозрачного гипса меняющейся толщины от 1 до 2–3 см, от которого вниз отходят корневидные выросты такого же гипса до 15–30 см длиной (рис. 46). Выросты углубляются в тонкослоистые гипсы без всяких следов трещиноватости, а слоистость проходит через выросты, не претерпевая ни малейших изменений. В этом отношении описываемые гипсовые ризоиды ведут себя совершенно так же, как и отмеченные выше яйцевидные гипсовые желвачки, которые, к слову сказать, в изобилии рассыпаны здесь же по разрезу карьера. На громадных плитах, высеченных из участков с развитием “ризоидов”, видно, что каждый “ризоид” в действительности представляет длинную вытянутую пластину, причем пластины эти все ориентированы более или менее параллельно одна другой; встречаются, однако, и случаи их расположения под углом. В высшей степени характерно, что аналогичные образования сопровождают не только основание глинистого пласта, но и кровлю его. Сам глинистый пласт обычно расчленен трещинами двух направлений, образующими сетку с ромбовидными петлями. Трещины выполнены волокнистым белым гипсом, толщиной до 1–5 см, причем совокупностью своей гипсы образуют сетку, в которой висят глинистые куски мощностью, иногда уступающей мощности селенитовых жилок.

Генезис пластин, сопровождающих глинистые пласты, остался пока недостаточно расшифрованным. Но ясно одно, что в охарактеризованном разрезе мы встречаемся по крайней мере с тремя фазами гипсования: а) общего, охватившего всю массу гипсов; б) частичного – возникновение яйцевидных желвачков и “ризоидных” пластин и в) фазу выполнения трещин селенитом.

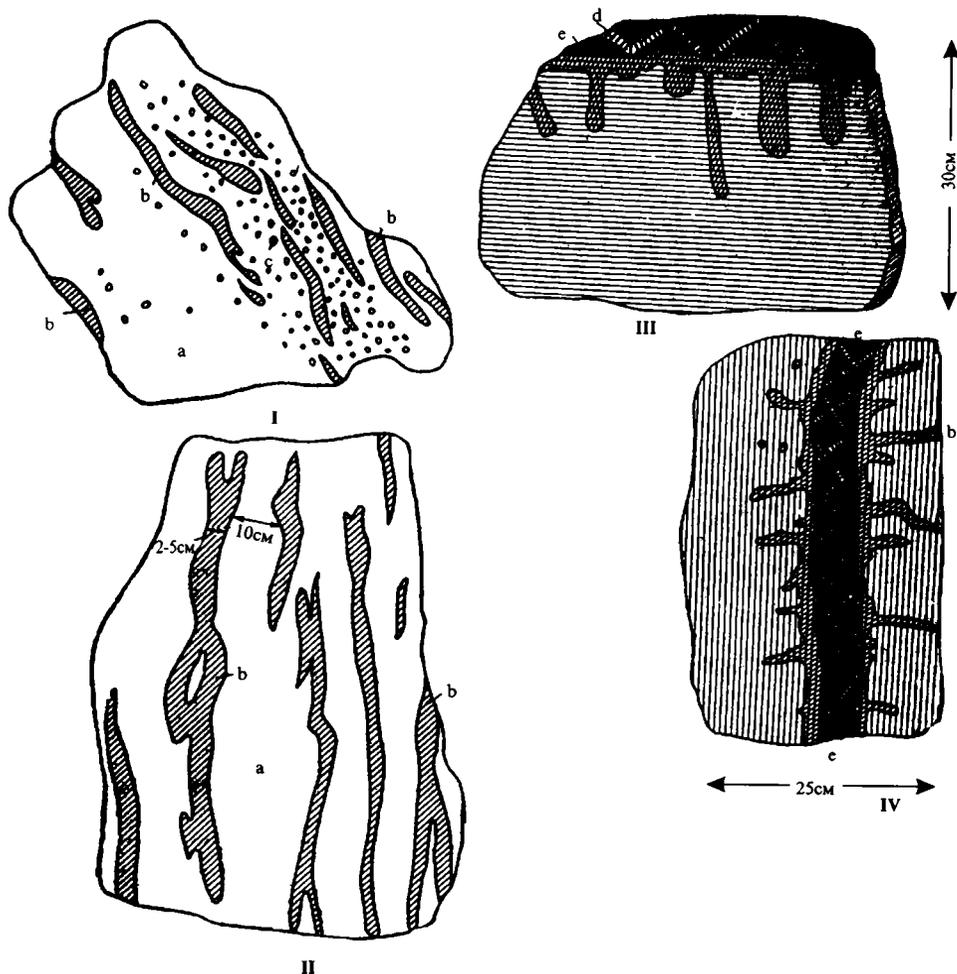


Рис. 45. Гипсовые "ризоиды" в разрезе по р. Селеук

I и II – на разрезах, параллельных наслоению; III и IV – на разрезах перпендикулярных наслоению: а – тонкослойный гипс; б – "ризоиды" темного гипса; с – гороховидные "глазки" крупнокристаллического гипса; д – селенит, выполняющий трещины в глине; е – глинистый прослой

Изучая морфологию и историю гипсообразовательного процесса в Ишимбаевском Приуралье, невозможно не попытаться вложить этот процесс в некоторые историко-геологические рамки, наметить некоторые хронологические этапы его. Задача эта представляет одну из очень трудных проблем и в настоящее время доступна для решения лишь частично. Однако и это частичное решение в данном случае представляет, конечно, большой интерес.

Получить представление о некоторых эпохах гипсообразования можно, изучая разрезы, изображенные на рис. 46 (I–V). Очень показателен с этой точки зрения, прежде всего, район к юго-востоку от с. Покровки (рис. 46, I). Здесь отметки поверхности кунгура (взяты по поверхности переходной толщи) всюду положительные – от 0 до +33 м. Но в то время, как в скв. 4/11, 5/11, 6/11 и 7/11 гипсы развиты довольно значительно, в скв. 1/11 и 2/11 встречаются

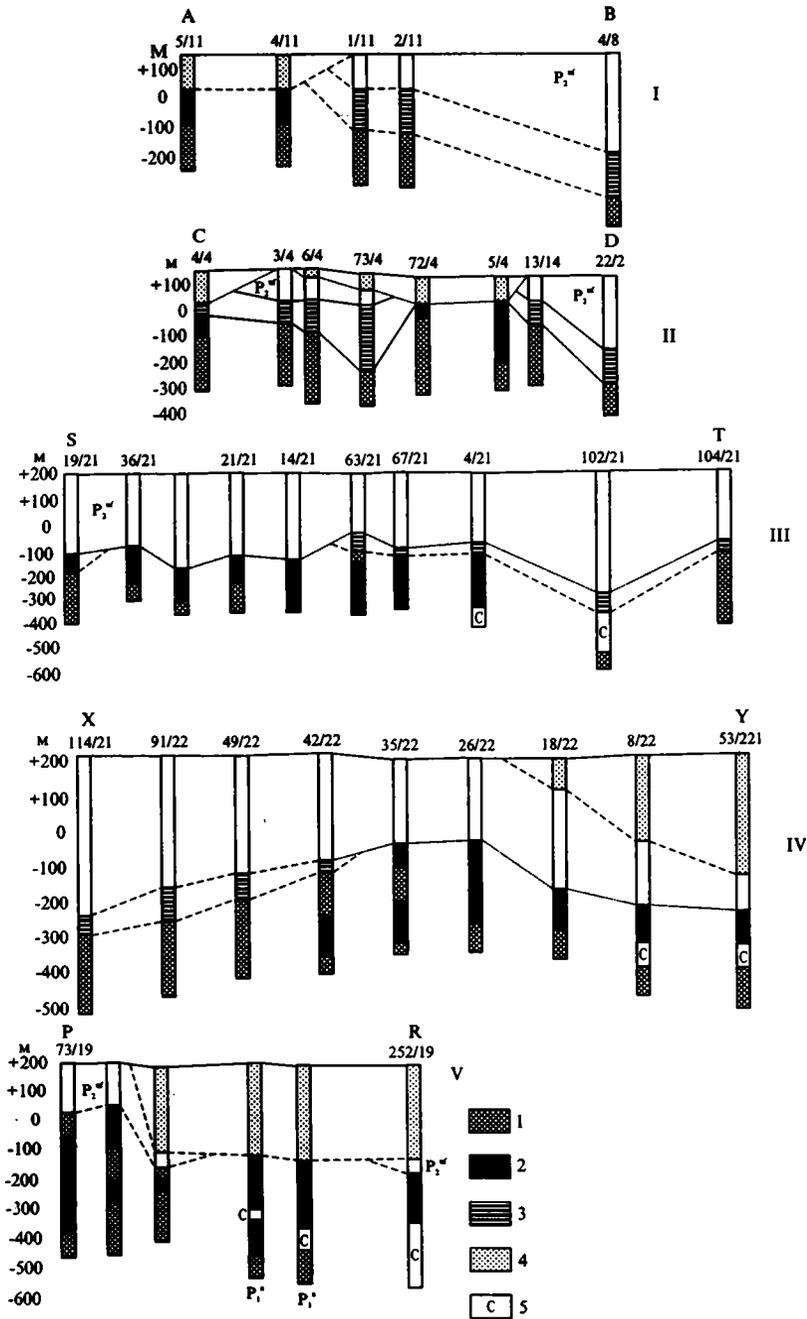


Рис. 46. Отношение гипсов к современной и древним эрозионным поверхностям

I – разрез у с. Покровка (А–В); II – разрез с. Аллагуватова (С–D); III – разрез на Кузьминском массиве (S–T); IV – разрез на Южном массиве (X–Y); V – разрез на Буранинском массиве (P–R). 1 – ангидриты; 2 – гипсы; 3 – переходная толща; 4 – третичные отложения; 5 – каменная соль

ся только ангидриты, хотя, казалось бы, при одинаковости гипсометрических условий и здесь должны были залегать гипсы. Причины такой аномалии достаточно вскрываются профилем А–В. Из него видно, что в скв. 5/11 и 4/11 гипсы приурочиваются исключительно ко дну обширной дотретичной ложбины, отсутствуя на бортах ее. Это обстоятельство доказывает, что образование гипсов в скв. 5/11 и 4/11 представляет не современное, а древнее явление, связанное с процессом формирования древнего рельефа. Воды, размывавшие антиклинальное поднятие кунгура на месте скв. 5/11 и 4/11, одновременно просачивались вниз и, циркулируя среди ангидритов, гидратизировали их, превращая в гипсы. Такое просачивание вод вниз в кунгур было возможно, вероятно, и в первые моменты заполнения долины третичными породами, но затем, по мере возрастания глинистой водонепроницаемой покрышки, прекратилось. Таким образом, возраст гипсов, вскрываемых скв. 6/11 и 4/11, оказывается частью дотретичным, частью раннетретичным. В момент их формирования кунгурская ангидритовая толща в ложбине была лишена предохраняющего глинистого покрова и непосредственно выходила на дневную поверхность. На бортах же долины она была прикрыта мощным (свыше 250 м) плащом глинистых пород и была далеко удалена от тогдашней дневной поверхности. Отсюда видно, что возникновение гипсов и ангидритов в скважинах покровского профиля шло на фоне не современной, а древней орографии, почему и получается, что распределение гипсов по профилю скв. 5/11, 4/11, 1/11 и 2/11 стоит в противоречии с современной топографией и глубинами залегания кунгурской кровли.

Совершенно те же соотношения наблюдаются на аллагуватовском профиле (профиль С–D, см. рис. 46, II). Здесь также распределение гипсов и ангидритов связано не с современной, а с древней дотретичной топографией, причем гипсы отчетливо тяготеют к эрозионным ложбинам, где химическая толща кунгура некогда выходила прямо на дневную поверхность, и отсутствуют под древними водоразделами, где химические осадки кунгура были изолированы мощным глинистым чехлом (сероцветная пачка кунгура, переходная толща, уфимские породы). Отличие аллагуватовского профиля от покровского заключается лишь в том, что в нем гипсы в виде незначительных включений и прожилков встречаются иногда и среди ангидритов водораздельных пространств. Если эти определения буровых журналов не ошибка (а, вероятно, это все же реальное явление), то они показывают, что по системам трещин гипсование ангидритов могло распространяться на глубине и в стороны от собственно ложбины, забираясь на некоторое расстояние в область водораздельных пространств.

Для дальнейшего анализа процесса гипсообразования чрезвычайно существенно подчеркнуть огромное значение мощного глинистого покрова над химической толщей, как фактора, предохраняющего ангидриты от гидратации.

Учитывая это обстоятельство, мы можем продвинуться далее в расшифровке хронологии гипсообразования. Как видно на широтном профиле (S–T) через Кузьминовский массив (скв. 49/21, 36/21 и т. д. до 102/21, 103/21) (см. рис. 46, III), мощность глинистого покрова здесь повсеместно очень значительна, колеблясь от 300 до 400 м. При такой мощности плаща химическая толща в северных профилях надежно предохраняется от воздействия атмосферы и от гипсования. На нашем же профиле, наоборот, гипсование развито чрезвычайно сильно и захватывает иногда разрез химической толщи на всю ее мощность. Объяснение этой аномалии заключается, на наш взгляд, в том, что почти на всем протяжении профиля переходная толща кунгура отсутствует и уфимская свита ложится непосредственно на химические осадки. Выше (глава IV) указывалось, что это исчезновение из разреза отложений переходной толщи стоит в связи с поднятиями начала уфимского века и с локальной абразией

только что отложенных осадков. По данным Х.П.Сырова, основанным на изучении каротажных диаграмм [1941]), при этом уничтожена не только собственно переходная толща, но и верхняя часть химических осадков. С этим доуфимским размывом и первыми моментами уфимской седиментации и нужно, на наш взгляд, связывать гипсование ангидритов на разбираемом профиле. Таким образом, устанавливается новый и чрезвычайно древний *доверхнепермский этап* гипсования ангидритов.

Сложнее обстоит дело на другом профиле, проведенном через скв. 114/21 – 93/22 (профиль X–Y). В левой части профиля намечается погружение химических осадков; мощность глинистого плаща здесь очень велика – гипсов нет. В средней части (скв. 42/22, 35/22, 26/22), в связи с подъемом фундамента, перекрывающий глинистый покров утончается; одновременно из разреза выпадает переходная толща – гипсы в изобилии развиты. В правой части профиля химическая толща вновь погружается, но, вместе с тем, намечается глубокий дотретичный размыв, утончающий глинистый покров – гипсы удерживаются. Такие соотношения позволяют думать, что в разбираемом профиле зафиксированы минимум два момента гипсования, – *доуфимский*, с которым связана первоначальная гидратация ангидритов (во всех скважинах к востоку от скв. 49/2), и *дотретичный* (и раннетретичный), с которым связана дополнительная гидратация по крайней мере в скв. 8/22 и 53/22, а частично, может быть, и в более западных. Разделить количественно влияние каждого из этих моментов не представляется возможным.

Еще более тесный переплет разновозрастного гипсообразования можно видеть на профилях через скв. 73/19... 252/19 (профиль P–R), одной стороны, и скв. 189/19... 15/19, – с другой (профиль N–O). Отсутствие переходной толщи в первом профиле заставляет предполагать еще доуфимское гипсование. Но, с другой стороны, гипсы настолько тяготеют к очертаниям дотретичной котловины, что невольно хочется объяснить все именно дотретичной (и раннетретичной) гидратацией. Разделение влияния двух этих процессов здесь невозможно и вполне допустимо, что решающим был именно второй из них. С еще большей вероятностью это решающее влияние более молодых гипсообразовательных процессов следует допустить для профиля от скв. 189/19 и т.д. до 15/19. При этом приходится признать, что влияние вод на ангидриты сказывалось не только собственно в ложе депрессии, но и на некотором расстоянии в сторону водоразделов, по системе трещин, разбивающих ангидриты.

Итак, гипсование представляет очень древний процесс, протекавший к тому же, вероятно, прерывисто. Первый момент гипсования относится к началу уфимского времени. Он связан с первой фазой формирования соляной тектоники, и, в частности, с размывом переходной толщи и обнажением химических осадков на площади вздутий.

Процессы гидратации шли частично и в уфимское время, в те эпохи, когда вздутия не были еще покрыты красноцветными породами или только начали погребаться под ними. С утолщением уфимских свит первый этап гипсования должен был закончиться. Вновь началось оно лишь в мезозое.

По мере того, как шла денудация Ишимбаевского района и срезался уфимский плащ глинистых пород, одно за другим приближались к дневной поверхности вздутия кровли кунгура и в них начиналась гидратация; под эрозийными ложбинами, разрезавшими вздутия, постепенно образовывались гипсовые шляпы. При повышении общего базиса эрозии впадины заилялись, заносились более или менее мощным покровом глинистых пород, и в них гипсообразование прекращалось; позже при новых поднятиях и омоложении рельефа возникали новые ложбины, омолаживались старые и образовывались новые участки гидратации ангидритов.

К сожалению, скудное развитие мезокайнозойских пород на территории Ишимбаевского Приуралья (да и за пределами его) не дает пока возможности хронологически расчленить длительную эпоху мезозоя и кайнозоя на обособленные периоды гипсообразования, но принципиально такое подразделение возможно и вероятно. В этом ряду этапов предтретичное и раннетретичное гипсование, хорошо выступающее на разобранных выше профилях, является пока наиболее ясным, но отнюдь не единственным этапом общего процесса гидратации ангидритов.

Идет ли гипсообразование в настоящее время?

Для участков ангидритов, приближенных к дневной поверхности и обладающих лишь ничтожной по мощности гипсовой шляпой (как, например, в интрузивных блоках Смакаевской гряды) или не обладающих ею совсем (как в разрезе у с. Охлебинина), ответ должен быть несомненно положительным. Но на территориях, где предыдущей историей гипсы уже созданы в виде шляпы большой мощности, современного гипсования, надобно думать, не происходит. Очень интересен в связи с этим вопрос: что же тормозит гипсование в нижних частях склонов глубоких долин, вскрытых в химической толще, как например, по р. Белой у с. Охлебинина? А.Н.Заварицкий полагает [1924], что таким фактором является вес налегающих пород, образующих в данном случае толщу до 120 м. Не отрицая некоторого значения этого фактора, необходимо также учитывать характер самих пород (их повышенную плотность, меньшую пористость), а также быстроту речной эрозии. Там, где в русле реки выходят малопористые ангидриты, гипсование пойдет особенно медленно, возникающая же ничтожная корка гипсов будет систематически уничтожаться речной эрозией и на бортах долин будут "перманентно" оставаться ангидриты.

Помимо продолжения гипсования ангидритов на поверхностных выходах химической толщи, на территории Башкирского Приуралья в настоящее время идет интенсивные процессы выветривания гипсов, миграции и переотложения  $\text{CaSO}_4$ . Выветривание гипсов заключается в их интенсивном выщелачивании, приводящем к тому, что гипсовая порода превращается в губчатую или же рыхлую, сыпучую, мучнистую массу, состоящую из едва связанных кристаллов гипса. Текучими водами эта элювиальная масса местами частично переотлагается в пределах склона, образуя рыхлый делювиальный чехол. Как в элювии, так и в делювии, довольно интенсивно идет образование новых кристаллов чистого пластинчатого, стекляннопозрачного гипса, известного под названием «марьина стекла». Происходит оно, главным образом, на склонах и поверхностях, подвергающихся более или менее интенсивной инсоляции. Испарение вытягивает влагу из более глубоких горизонтов элювия или делювия, а в поверхностной части его удаление воды приводит к садке  $\text{CaSO}_4$  и к образованию марьина стекла. Размеры кристаллов разнообразны, но по большей части крупные: 5–10 и более см; иногда же возникают пластины до 0,5 и 1 м в длину. Кристаллы часто образуют сростки и в таком изобилии сидят в делювии, что сливаются в прочную корку, как бы броневую плиту, ограждающую делювий (и элювий) от дальнейшего размывания; на глубине 5–10 см под такой коркой лежит рыхлый гипс. Прекрасные примеры такой гипсовой корки из марьина стекла можно видеть почти повсеместно на выходах гипсов по р. Селеук, особенно у с. Ишеева, по р. Зилим, на смакаевских гипсовых грядах и т.д. Обычно корка свойственна, главным образом, массивным гипсам.

Гипсование ангидритов сопровождается обычно рядом побочных процессов, менее бросающихся в глаза, но, по существу, довольно интересных. Воды, проникавшие в ангидриты по трещинам, естественно растворяли сульфаты и карбонаты Са и Mg, с которыми они приходили в соприкосновение, и выщелачивали из них NaCl. Далее, в процессе циркуляции растворов по сис-

теме трещин, вода, так сказать, “разбиралась” на процессы гидратации, и растворы становились все более концентрированными. Наконец, наступал момент, когда они начинали осаждать свой груз, вначале, конечно, кальцит и магнезит, потом  $\text{CaSO}_4$ , выполняя ими пути своей миграции. При дальнейшем “разборе” воды растворы осаждали  $\text{NaCl}$  и в конце концов высыхали совсем, потратив запасы влаги на гидратацию ангидритов. Так, при совершенном отсутствии сколько-нибудь выдержанных водоносных горизонтов в кунгуре, в процессе гипсообразования перемещались и переотлагались большие массы карбонатов,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{NaCl}$ , причем они спускались на гораздо большие глубины сравнительно с зоной ясного гипсования и могли пропитывать практически весь разрез кунгура. Таким путем могли возникнуть дополнительно к ранне образовавшимся значительные массы магнезита и сложиться тот характерный парагенезис магнезита с гипсом, о котором уже говорилось мною в отдельном сообщении. Вероятно, в какой-то степени в миграцию и переотложение вовлекались Sr, F, B, часто свойственные ангидритам, но эта сторона дела осталась пока недостаточно изученной.

## 2. Сера в кунгурских отложениях и ее генезис

Сера в кунгурских отложениях была открыта в первые же годы разбуривания Ишимбаевского месторождения. Первая сводка материалов по ней была дана А.А.Варовым [1936], причем ему удалось дать достаточно правильное и исчерпывающее истолкование ее генезиса. Некоторый дополнительный материал приводится Г.И.Теодоровичем [1942]. К сожалению, отсутствие сероносного керна в сохранившихся каменных материалах Ишимбаева не дало нам возможности заняться самостоятельным изучением серы, и в дальнейшем мы базируемся исключительно на данных обоих только что указанных авторов.

Сера в кунгуре Ишимбаевского района в сколько-нибудь значительных количествах встречена на двух ограниченных по размерам площадях. Первая располагается приблизительно над центром Восточного массива, слегка смещаясь относительно его к западу, вторая локализуется над центральной частью массива Южного. На этом последнем участке большинство скважин, давших серу, находится в пределах, очерчиваемых горизонтально – 400 м; отдельные сероносные скважины вне этой площади тянутся по южной окраине массива, две скважины приходятся на массив Кузьминовский, причем пространственно образуют единое целое с сероносной площадью Южного массива. На Термень-Елгинском массиве сера не обнаружена вовсе [Теодорович, 1942], на западном и Кусяпкуловском массивах имеются единичные находки. В разведочных скважинах вне массива сера обычно не указывается.

В разрезе кунгурских отложений сера, вообще говоря, встречается в самых разнообразных породах: песчаниках, известняках, доломитах, ангидритах, гипсах, но наиболее чистые и максимальные ее скопления приурочены к карбонатным прослоям и линзам. Самая крупная из таких линз находится на Восточном массиве и вскрывается скв. 137/1, 162/1, 153/1, 188/1, 113/1 и др. Поперечные размеры линзы около 200 м, по длинной оси она около 400 м, средняя мощность линзы около 12 м. В известняках сера обычно либо выполняет каверны (нацело или частично), либо обильно пропитывает мелкопористую породу; реже она выполняет трещины (прожилки серы) или волосные трещины (пленки серы). В гипсах и ангидритах сера находится, главным образом, в трещинах.

Анализы сероносной карбонатной линзы Восточного массива (сведенные в таблице) показывают, что содержание серы может подыматься до весьма значительных величин – в 24,76%:

| Местонахождение образца      | Название серной породы       | Серя в % |
|------------------------------|------------------------------|----------|
| скв. 121/1 гл. 218,8 – 226,2 | Гипс                         | 0,20     |
| скв. 158/1 гл. 229,0 – 231,6 | Доломит                      | 3,58     |
| скв. 153/1 гл. 320,0 – 325,0 | Доломитизированный известняк | 14,60    |
| скв. 153/1 гл. 325,0 – 327,5 | То же                        | 15,04    |
| скв. 187/1 гл. 221,0 – 228,0 | Известняк                    | 24,76    |
| скв. 137/1 гл. 172,2 – 183,2 | Загипсованный известняк      | 1,12     |
| скв. 137/1 гл. 208,6 – 209,0 | Доломитизированный известняк | 10,85    |
| скв. 137/1 гл. 225,0 – 225,8 | Известняк                    | 11,90    |
| скв. 137/1 гл. 229,0 – 258,0 | ”                            | 10,28    |
| скв. 137/1 гл. 229,0 – 258,0 | ”                            | 3,54     |
| скв. 137/1 гл. 229,0 – 258,0 | ”                            | 20,23    |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 21,39    |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 1,63     |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 3,94     |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 2,15     |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 22,63    |
| скв. 137/1 гл. 227,0 – 245,0 | ”                            | 18,37    |

По подсчетам А.А.Варова, сероносная линза Восточного массива, принимающая среднее содержание серы в 11,5%, должна иметь общие запасы серы в 150 000 т, что позволяет считать это месторождение имеющим практический интерес. Парагенетические соотношения кунгурской серы выражены очень ясно и отчетливо. Как правило, она сопровождается нефтью. В частности, сероносная карбонатная залежь над Восточным массивом является одновременно и промышленной нефтяной залежью.

“Сопоставление контуров сероносной залежи, – пишет Г.И.Теодорович, – с кунгурской нефтяной залежью показывает, что в общем они совпадают, только очертания сероносной зоны более прихотливы и частично (например, к северу) немного выходят за контур кунгурской нефтяной залежи”. Аналогичное сопровождение серы нефтью констатируется и в других случаях. Несмотря на такой парагенезис, “большая часть серы представлена в виде чистых желтых кристаллов, только с поверхности покрытых нефтью. Лишь очень небольшая часть кристаллов, обычно расположенных на внешней поверхности кристаллических сростков, действительно несет явные нефтяные загрязнения. Они представлены в виде буровато-коричневых кристаллов, не отмывающихся в нефтяных растворителях” (Варов). Эти соотношения показывают, что сера в главной своей части возникла не за счет сернистых соединений, имеющих в нефти и, вероятно, еще до проникновения нефти в современные сероносные участки. С другой стороны, “часто наблюдаемого для других месторождений (например, Сюкеевского) метасоматоза гипса серой не “отмечается”, стало быть, сера возникла в данном случае и не за счет восстановления сульфатных пород. В связи с этим, особый интерес вызывают ярко выступающие соотношения серы с газовой шапкой над нефтяным месторождением и с распространением  $H_2S$  в разрезе кунгура”. “Одновременно с развитием сероносных пород в кунгуре над Восточным массивом Ишимбая, в последнем газоносная зона (в верхней части погребенного артинского массива) отсутствует. Наоборот, на Термень-Елгинском и Западном массивах Ишимбая констатирована газоносная зона в верхней части погребенного известнякового массива, а серы в покрывающих породах кунгура нет; оба эти обстоятельства связаны очевидно с ненарушенностью кунгурской покрывки артинской нефтяной залежи. Южный и Кузьминовский массивы дают промежуточную картину”. Что касается сероводорода, то в больших количествах он находится в нефтяных водах

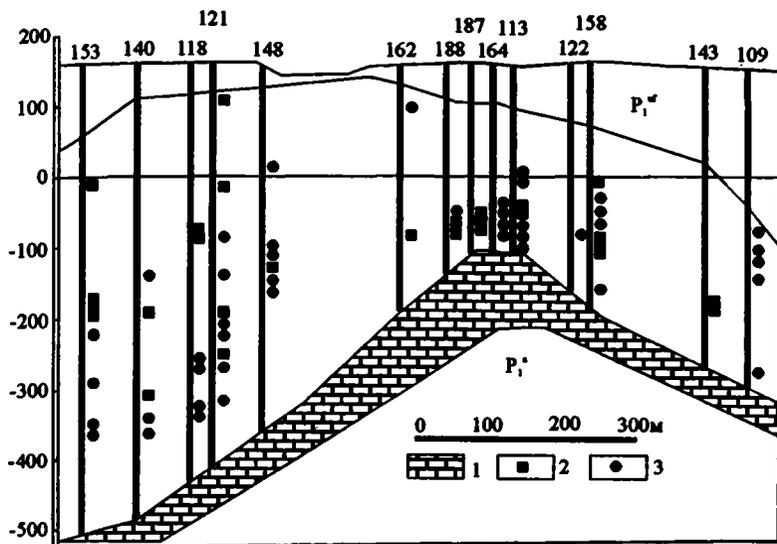


Рис. 47. Распространение серы и сероводорода в разрезе кунгура Восточного массива (по А.А.Варову)

1 – известняки; 2 – сера; 3 – сероводород в составе нефтяных газов

(до 1000 мг  $H_2S$  на 1 л воды) и в нефтяных газах (1,5–2 до 5%). Рассматривая распространение  $H_2S$  по разрезу (рис. 47), можно заметить, что только в редких случаях он встречается выше абсолютной отметки залегания серы. Обычно же газообразная фаза располагается ниже сероносной зоны.

Сказанным достаточно определяется механизм возникновения серы в кунгурских породах.

Сера связана здесь с историей сероводорода. В тех случаях, когда кунгурская кровля нефтяной залежи резко нарушена и в ней имеются свободные ходы (трещины), газы нефтяного месторождения (в том числе и  $H_2S$ ) поднимаются по ним вверх. Встречаясь на некоторой глубине с кислородом, проникающим по тем же трещинам сверху,  $H_2S$  окисляется (химически и биохимически) и выпадает в виде самородной серы, выполняя трещины, поры, пустоты. Этот процесс должен был пройти раньше, чем в тех же порых и пустотах появилась нефть, ибо ее наличие привело бы к уничтожению окислительных условий (нужных для генезиса серы) и к замещению их восстановительными. Подойти к более точному определению геологического возраста этого процесса пока не представляется возможным.

### 3. Нефть в кунгурских отложениях

Нефтепроявления в кунгурских отложениях Башкирского Приуралья представляют явление давно известное и, по-видимому, широко распространенное, но не изученное должным образом и до сих пор. Одной из причин этого является дефектный метод буровой проходки кунгурских отложений, – обычно шламом, без керна, – что приводит к несомненному пропуску длинного ряда нефтепроявлений и не позволяет с достаточной подробностью охарактеризовать их пространственную локализацию. К тому же и химически кунгурские

битумы и нефть практически почти не изучены, что затрудняет генетическое истолкование даже того материала, какой сейчас имеется.

К сожалению, в процессе работы мы лишены были возможности поставить изучение битумопроявлений в кунгуре Башкирского Приуралья в том плане и объеме, как это нам казалось нужным, и были вынуждены ограничиться лишь предварительным сбором фактического материала по кернам, которые нам удалось видеть, – и по записям буровых журналов. Последняя часть работы (выборка из журналов) была проведена по нашей программе геологом треста Ишимбайнефть С.А.Рубановым и частью Н.В.Покровской (по Карлам).

Анализ буровых записей показывает, что нефте- и битумопроявления в кунгуре могут быть сведены в два типа: трещинный и связанный с пористостью и кавернозностью пород.

Заполнение трещин черным твердым, вязким или полужидким битумом, а также жидкой нефтью, представляет хотя и довольно частую, но все же подчиненную, а не господствующую форму битумо- и нефтепроявлений в кунгуре. При этом размеры трещин и содержание в них битума обычно ничтожны. Между составом пород и трещинами никакой связи не отмечается: трещины с битумами одинаково часто встречаются как среди гипсов и ангидритов, так и среди карбонатных пород. Помимо битума, полости трещин часто несут более или менее значительное выполнение сульфатом (гипсом, ангидритом). Битумо- и нефтепроявления, обаянные своим возникновением пропитыванию породы по порам и кавернам, распространены, судя по данным буровых журналов, гораздо шире и являются главной формой нефтепроявлений в кунгуре. При этом обнаруживается явно выраженное тяготение этой формы битуминозности к определенной группе пород. *Пропитанными нефтью по порам и кавернам являются почти исключительно карбонатные породы, относящиеся к ветви чистых известняков и доломитов, либо же к доломито-ангидритам и пятнистым, сильнокарбонатным ангидритам.* В последнем случае битуминизированы исключительно карбонатные пятна и участки породы, тогда как сульфатные пятна и участки битумом, как правило, не захватываются. Размеры битуминизированных участков и степень насыщенности битумом и нефтью естественно сильно варьируют – от незначительных разрозненных локальных пятен минералогического характера до крупных линз и горизонтов с запасами промышленного интереса. Подобного рода крупные нефтепроявления зафиксированы во многих кернах Восточного, Южного, Термень-Елгинского массивов, в скв. 1/11, 3/11, 4/11, 7/11, 6/11 Покровки, в Рязановке, Аллагуватове, в ряде скважин, над массивом Куганакским, в Карлинском месторождении и других местах.

На Покровском участке нефть локализуется в верхней части базальной карбонатной пачки, слагая выдержанный нефтенасыщенный горизонт с жидкой нефтью. По специальным определениям А.А.Трофимука, общая пористость пород в скв. 7/11, 3/11 составляла от 17 до 22%, но коэффициент проницаемости был очень низок (0,0456–0,0859 мД), и это сказалось на нефтеотдаче нефтесодержащего горизонта: при опробовании скважина быстро становилась сухой и нефтеотдачи не получалось. Под микроскопом видно, что битумы заполняют: частью поры оолитового известняка (между оолитами), частью тончайшую пористость пелитоморфных доломитов. Аналогичную сильную битуминизацию верхних своих частей обнаружила карбонатная пачка на Аллагуватовском и Рязановском разведочных участках. Отметим, что во всех этих пунктах в подлежащих артинских породах, хотя и не оказалось промышленных скоплений нефти, все же обнаружались значительные нефтепроявления: трещины, каверны, заполненные темным битумом и нефтью. Над Восточным массивом, в связи с значительным развитием здесь карбонатных линз, нефте-

проявления в кунгуре оказались весьма обильными и количественно настолько значительными, что в настоящее время кунгурская нефть стала объектом промышленной добычи. Особенно нефтеобильным оказался участок скв. 18/1, 21/1, 48/1 и других, дающих своей совокупностью крупную линзу. Нефть заполняет крупные каверны и мелкие поры в сульфатизированных доломитах. Над массивом Южным и Термень-Елгинским также намечаются интенсивные нефтепроявления в кунгуре, но в меньшей степени, и их промышленный интерес остается невыясненным. За пределами Ишимбая промышленные скопления нефти в кунгуре найдены в нескольких скважинах Куганакского массива и ряде скважин Карлинского месторождения. В первом из них кунгурская нефть залегает в карбонатных линзах основания разреза и связана с их кавернозностью и пористостью. В артинских породах Куганакского массива промышленной нефти практически не оказалось, но нефтепроявления в нем весьма разнообразны и обильны. В Карлинском месторождении условия залегания кунгурской нефти невыяснены. Возможно, что здесь, помимо кавернозности, имеет известное значение также трещиноватость кунгура, подобно тому, как это наблюдается для промышленных артинских нефтяных горизонтов этого месторождения.

Окидывая все нефтепроявления кунгура Башкирского Приуралья единым взглядом, нельзя не подметить в них одной характерной особенности. Будучи широко распространены в разрезе кунгура вообще, нефтепроявления резко интенсифицируются над поднятиями артинского ложа, независимо от того, принадлежат ли эти поднятия типу настоящих тектонических структур или же типу погребенных рифовых массивов. При этом, как правило, крупные накопления кунгурской нефти либо располагаются прямо над промышленными артинскими месторождениями (Восточный, Южный массивы, Термень-Елга – Карлы), либо над такими участками артинского ложа, где следы миграций нефти в артинских отложениях обильны и разнообразны (Куганак, Покровка, Рязановка). Вне поднятий артинского ложа, параллельно с погружением его в депрессиях и ослаблением в нем нефтепроявлений, резко ослабевают нефтепроявления и в кунгуре. Запах нефти на отдельных участках керна, редкие трещины, выполненные нефтью, вот все, что удастся наблюдать в кернах кунгура довольно многочисленных депрессионных скважин. В подавляющем же большинстве образцов депрессионных скважин вообще никаких проявлений нефти не отмечается.

Химические особенности кунгурских битумов в настоящее время едва затронуты изучением лишь на единичных образцах. Так, О.А.Радченко изучен один керн, пропитанный битумом с Восточного массива Ишимбая и один образец битума кунгура Казаякского участка [1938]. Первый образец практически ничем не отличается от изученных ею битумов в артинских породах Ишимбая, второй же, по ее заключению, представляет окисленную и загустевшую артинскую нефть, проникшую в породы кунгура. По немногочисленным техническим пробам, кунгурская нефть Восточного массива чрезвычайно близка к артинской нефти и практически тождественна ей.

Оба отмеченные обстоятельства, – концентрация нефтепроявлений над артинскими поднятиями и сходство химического типа кунгурской и артинской нефтей, – делают уже сейчас несомненным, что кунгурская нефть не представляет собою самостоятельного автохтонного образования, но является вторичным, аллохтонным телом, мигрировавшим в кунгурские отложения извне, и именно – снизу, из артинских пород. Иными словами, кунгурские породы, хотя и являются сейчас нефтесодержащими, никогда в истории Башкирского Приуралья не были нефтепроизводящими.

С таким заключением прекрасно гармонируют содержание и самые формы

органики в кунгурских отложениях. Как было уже отмечено мною в специальном сообщении, галиты и ангидриты, т. е. подавляющая по массе часть кунгурских пород – практически не содержат органических веществ, либо же содержат их в следах.

В карбонатных породах намечается слабое накопление органического углерода, и только в серых и темных глинах содержание С поднимается до 1,2–1,5%, что совершенно *обычно для сероцветных глин вообще*. Однако формы нахождения здесь органического вещества заставляют усомниться в том, чтобы оно имело отношение к генерации нефтяных битумов. Дело в том, что в глинах и песчаниках кунгура очень часто встречается растительный мусор в виде обуглившихся остатков ветвей, листьев и т. д.; нередко можно видеть фюзеновые кустики; при размучивании глин М.А.Жиркевич была найдена пыльца. Все эти формы сохранения органических остатков свидетельствуют, что разложение органического вещества шло по пути *углефикации, а не битуминизации*, как должно было бы быть, если бы глины были действительно нефтепроизводящими. К тому же в самих глинах нет следов миграций в них жидких битумов по капиллярным трещинам, что неминуемо должно было бы наблюдаться при генерации кунгурской нефти.

Итак, кунгурскую нефть в настоящий момент следует рассматривать как вторичное новообразование в кунгуре, связанное с подъемом жидких битумов снизу и с инъекцией их в галогенную формацию. Но тогда спрашивается: где же искать материнские породы для кунгурской нефти? И с каким моментом геологической истории Башкирского Приуралья следует связывать этот подъем нефти снизу?

В литературе зафиксированы две точки зрения относительно генезиса нефти Башкирского Приуралья. Первая из них была высказана О.А.Радченко<sup>9</sup>. Исходя из генетической концепции Б.В.Порфирьева, названный автор предложил рассматривать в качестве нефтепроизводящей свиты слои нижнего карбона, отвечающие продуктивной толще Подмосквья. Вторая гипотеза развита автором настоящей монографии, выдвинувшим в качестве нефтепроизводящей толщи доманиковый горизонт верхнего девона<sup>10</sup>.

Выбор между этими концепциями в настоящее время может быть сделан лишь по чисто геологическим, а не химическим мотивам. В частности, следует отметить, что, если отбросить чисто теоретические предпосылки концепции Порфирьева, сами по себе отнюдь не общеобязательные и вовсе не доказанные, то мы не найдем в литологии и фациях продуктивного горизонта С<sub>1</sub> Приуралья ни малейшего объективного указания на то, что этот горизонт когда-то действительно генерировал и мог отдавать жидкие битумы. Между тем, по отношению к доманиковому горизонту такого рода указания имеются в изобилии: это – бесчисленные асфальтоподобные макро- и микроскопические прожилки, рассекающие ныне дома-никовые породы повсеместно на западном склоне Урала. В настоящее время наличие нефтяных битумопроявлений подтверждается прямыми находками в доманике жидкой нефти в ближайшем соседстве с Ишимбаевским месторождением. Так, в скв. 4/13 у горы Тра-тау, т. е. прямо в центре нефтеносного Ишимбаевского бассейна при проходке доманикового горизонта в его породах была в изобилии обнаружена густая жидкая нефтеподобная масса. На севере Башкирии, в одном из карьеров Улу-Телякского района при расчистке доманика, в его известняковых конкрециях А.А.Трофимуком было обнаружено жидкое буровато-черное вещество, неотличимое от нефти (личное сообщение). После этих находок вся-

<sup>9</sup> Аллохтонность ишимбаевской нефти. Труды НГРИ, 1939.

<sup>10</sup> Доманиковая фация Ю. Урала. Труды ИТЕН, вып. 16, 1937.

кие сомнения в том, что доманик генерировал в прошлом жидкие нефтеподобные битумы должны отпасть. Этого, однако, мало. За последние годы увеличилось число находок асфальтированных пород между доманиковым горизонтом и артинско-кунгурской нефтью. Так, по р. Сикашты Н.С.Зайцевым в 1941–1942 гг. был найден резко асфальтированный выход фаменских известняков. По той же речке уже давно известны асфальтитовые жилы (“нефтяной уголь” Г.В.Вахрушева) в нижнем карбоне. В  $C_2$  обнаружены редкие нефтепроявления на участке Кинзибулатово – в 18 км на восток от Ишимбая. В  $C_3$  – обильны нефтепроявления в буровой Усольского хребтика. Таким образом, мы можем в настоящее время связать непрерывной цепью резко асфальтированных пород, с одной стороны, доманиковый горизонт, с другой – артинско-кунгурскую нефть Башкирии. Наличие такой цепи и является на наш взгляд, основным и решающим геологическим аргументом в пользу принятия именно доманикового горизонта в качестве нефтепроизводящего для нефти Башкирского Приуралья.

Было бы чрезвычайно интересно и существенно проверить эту концепцию и чисто химическим путем: сравнительным изучением битумов доманикового горизонта и всех лежащих выше асфальтитовых пород и артинско-кунгурских нефтей. Не располагая до сих пор возможностями для постановки таких исследований, которые несомненно дадут интереснейший теоретический материал, автор должен, к сожалению, отложить эту работу до будущих, более благоприятных времен.

Что касается вопроса о возрасте нефтяных инъекций в кунгуре, то он не поддается сейчас сколько-нибудь точному решению. Совершенно очевидно, что инъекции эти – *послепалеозойские* и шли по путям (трещинам), проложенным герцинской соляной тектоникой кунгура. Очень вероятно, что инъекция нефти произошла не вдруг, а представляла длительный процесс, и что нефть медленно мигрировала вверх в мезозое и кайнозое в результате эрозийного срезания верхних частей кунгурских структур и разрушения газовой шапки месторождений. Однако уточнить эти догадки и вставить процесс миграции нефти в более точные хронологические рамки (хотя бы так, как это приведено выше относительно процесса гидратации ангидритов) – в настоящее время не представляется еще возможным. Здесь благодарное поле для будущих исследователей нефтей Башкирии.

## Литература

- Архангельская Н.А. Кунгурские отложения Улутеляжского района. Фонды БНЭ, 1942.
- Блохин А.А. Основные итоги и задачи разведок Ишимбаевского месторождения нефти. Журн. “Нефтяное хозяйство”, № 6, 1934.
- Балаев В.А. Окончательный отчет Восточно-Аргужинской геологической партии Башкирского Приуралья. Басс. р.р. Уржак, Белой. Фонды Башнефти, 1936.
- Балаев В.А. О лекандинских известняках. Бюлл. “За Башкирскую нефть”, № 4, 1936.
- Балаев В.А. Опыт геологической работы в полосе распространения кунгурских отложений. Бюлл. “За Башкирскую нефть”, № 4, 1936.
- Батаев А.С. Геологический очерк Ишимбаевского р-на. Восточная нефть, № 5, 1940.
- Беликов Б.П. Геологический очерк Карлинского нефтяного месторождения. Фонды БНЭ, 1942.
- Бельков Г.И. Геохимическое изучение химических осадков верхнего палеозоя Зап. Урала. Фонды Башнефти, 1940.
- Богданов А.А. Стратиграфия кунгура и основные вопросы соляной тектоники Стерлитамакского Приуралья. Бюлл. МОИП. Отд. геологич., т. XIII, № 4, 1935.

- Богданов А.А.* Геологическое строение Ишимбаевского р-на. Предв. отчет за 1941 г. Фонды БНЭ, 1942.
- Булатов А.Н.* Окончательный отчет о геологических исследованиях в Стерлибашевском и Миятлинском районах БАССР. Фонды Башнефти, 1938.
- Варов А.А.* Воды Ишимбаевского нефтяного месторождения. Фонды Башнефти, 1935.
- Варов А.А.* Отношение поверхностных вод к геологическим структурам в Стерлитамакском р-не. Фонды Башнефти, 1935.
- Варов А.А.* Материалы по водам нефтяных месторождений БАССР. Фонды Башнефти” 1935.
- Варов А.А.* О связи серы с нефтью в Ишимбаевском месторождении. Фонды Башнефти, 1936.
- Варов А.А.* Химическая характеристика каменной соли Ишимбаевского нефтепромысла. Фонды Башнефти, 1937.
- Вахрушев Г.В.* Горючие ископаемые Башкирии. Изд. Башк. Геол.-разв. треста, 1932.
- Вахрушев Г.В.* Нефть в Башкирии. Башгиз, 1933.
- Вахрушев Г.В.* Ангидрит и месторождение его в Башкирии. “Соц. хоз-во Башкирии”, № 3–4, 1936.
- Вахрушев Г.В.* Строительные материалы минерального происхождения Баш. АССР. Башгосиздат, сектор технической лит-ры, 1936.
- Виссарионова А.Я., Трофимук А.А.* К стратиграфии и литологии артинских известняков разведочного участка у дер. Покровка. Бюлл. “За Башкирскую нефть”, № 7, 1936.
- Воинова К., Разумовская Е. и др.* Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи. Записки БНО, т. 62, № 2, 1933.
- Виссарионова А.Я., Пахомова А.В.* Карлинское месторождение нефти. Отчет за 1941 г. Фонды ЦНИЛга. 1942.
- Виссарионова А.Я.* Отчет об изучении стратиграфии артинских отложений Казахского участка. Фонды ЦНИЛга, 1942.
- Габриэляни.* Исследования ишимбаевских газов. Фонды Башнефти, 1935.
- Геология и нефтеносность Западной Башкирии. Т. I–III. Тр. ЦНИЛга Башнефти, 1940.
- Герасимов Н.П.* Геологическое строение восточной нефтяной области (западный склон Урала и Западное Приуралье). Изд. Уральского филиала Акад. наук СССР, 1940.
- Герасимов Н.П., Тихвинская Е.Н.* Разрез классического кунгура. Зап. Минер. о-ва, т. 63, № 2, 1934.
- Гундовин А.* Региональное геохимическое изучение нефтей промыслов Баш-нефти. Фонды ЦНИЛга, Башнефти, 1939.
- Дмитриев.* Поисково-разведочные работы на ангидрит и гипс в окрестностях села Охлебинино Уфимского р-на БАССР в 1930 г. Фонды Башнефти. 1931.
- Дубровин А.Н.* Распространение и геология кунгурских отложений на территории Башкирии. Фонды Башнефти, 1936.
- Заварицкий А.Н.* Гипс и ангидрит с. Охлебинина. Изв. Геол. Ком., т. 43, № 7, 1924.
- Иванов А.А.* Материалы к характеристике соленосных отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского р-на БАССР. Фонды Башнефти 1937.
- Иванов А.А.* Гипсовая толща Эмбенского р-на. “Большая Эмба”, т. I, 1940.
- Ишерский Б.Б.* О некоторых структурных формах кунгура, их взаимоотношениях с известняковыми поднятиями и направлении дальнейших поисков нефти в Ишимбаевском р-не. Бюлл. “За Башкирскую нефть”, № 6, 1938.
- Катков Б.С.* Кунгурские отложения Ишимбаевского р-на. Фонды ЦНИЛга, 1940.
- Косыгин Ю.А.* Соляная тектоника Актюбинской обл. Изв. Акад. наук, серия геологич., № 1, 1940.
- Корсунский А.И.* Отчет о работах по определению плотности пород Ишимбаевского Приуралья. 1942.
- Кинзикеев Г.П.* Отчет о работе Улутелякской геологической партии № 2 Уфимской экспедиции ГДК, Тр. Башнефти. Фонды Башнефти, 1936.
- Кротов Б.П.* Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения. Тр. о-ва естеств. при Гос. Казан, унив., т. 2, вып. 6, 1925.
- Кротов Б.П.* О гипсе и ангидрите в верхних горизонтах казанского яруса в окрестностях г. Казани. Зап. мин. о-ва, вып. 2, 1926.

- Кротов Б.П.* О месторождениях гипса в Татарской АССР. Труды Минер, музея Акад. наук СССР, вып. 4, 1930.
- Линзе Г.И.* Соль, вопросы осаждения и деформация. Сборн. "Современное положение вопроса о соляных куполах", 1938.
- Левенко А.М.* Материалы к геологии кунгура шиханской зоны. Фонды БНЭ, 1943.
- Лунин П.И.* О стратиграфии кунгура Ишимбаевского района и поисках нефтяных массивов. Фонды ЦНИЛ'а, 1939.
- Маслов В.П.* Рифогенные фации Башкирского Приуралья. Фонды БНЭ, 1943.
- Машковцев А.Ф.* Сернистые соединения в нефтяных газах Ишимбаевского промысла. Бюлл. "За Башкирскую нефть", № 1, 1937.
- Миропольский Л.М.* К генезису целестина в пермских отложениях окрестностей г. Казани и Северо-Востока России. Тр. о-ва естествоиспытателей при Казанском унив. т. 51, в. 4. 1938.
- Миропольский Л.М.* Флюорит в кунгурских отложениях Татарии. т. XXV, № 6, 1939.
- Мешалкин Н.Н.* Карлинское месторождение нефти. "Соц. хоз-во Башкирии", № 5, 1941.
- Михалев Н.Ф.* Окончательный отчет Ишимбаевской геолого-разведочной партии за 1934 г. Фонды Башнефти. 1935.
- Михалев Н.Ф.* Отчет Башкирской нефтяной экспедиции по работам 1941–1942 г. Фонды БНЭ. 1943.
- Михалев Н.Ф.* Отчет Башкирской нефтяной экспедиции по работам 1942–1943 г. Фонды БНЭ, 1943.
- Палицын Н.Д.* Геохимическое исследование пород Ишимбаевского месторождения нефти. Тр. НГРИ, вып. 101, 1938.
- Пахомова А.В.* Литология отложений разведочного участка Казани. Фонды Башнефти, 1937.
- Пестовский И.Я., Тецен В.В.* К геохимии нефти и битумов Волго-Уральской обл. Тр. Урал. филиала Акад. наук, серия общ., вып. II, 1936.
- Преображенский П.И., Поленова Т.Н.* Соляные месторождения Ишимбаевского нефтеносного р-на. Фонды Башнефти, 1938.
- Покровская Н.В.* Кунгурские отложения Карлинско-Ираковского р-на. Фонды БНЭ, 1942.
- Радченко О.А.* Аллохтонность ишимбаевской нефти по данным геохимического изучения битумов месторождения. Фонды Башнефти, 1938.
- Разумовская А.А.* Описание соленосной толщи Соликамского месторождения. Мат. по общ. прикл. геол., вып. 105.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Геологическое строение Ишимбаевского района. Отчет 1942 г.
- Руженцев В.Е.* Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. МОИП, Отд. геологич., № 1–2, 1930.
- Саркисян С.Г.* Петрографо-минералогические исследования осадков Каспийского моря. 1941.
- Сельский В.А.* Соляные купола. ОНТИ, 1935.
- Селезнев Н.В.* Окончательный отчет о геологических работах Стерлитамакской клерийской группы с февраля 1936 г. по 1 марта 1936 г. Фонды Башнефти. 1936.
- Селезнев Н.В.* Современное положение вопроса о соляных куполах. Сб. статист., 1938.
- Степанов Д.Л.* Об условиях залегания рифовых известняков в артинских отложениях предгорной полосы Башкирии. Бюлл. "За Башкирскую нефть", № 6, 1937.
- Страхов Н.М.* Современные озерные доломиты, их типы и генезис. Фонды ИТН. 1941а.
- Страхов Н.М.* Стратиграфия и фации кунгурских отложений Ишимбаевского района. Фонды БНЭ, 1941.
- Страхов Н.М.* К познанию кунгурских отложений Башкирского Приуралья, Краткий отчет за 1941–1942 г. Фонды БНЭ, 1942.
- Страхов Н.М., Цветков А.И.* О карбонатообразовании в соленых водоемах. Фонды БНЭ, 1943а.
- Страхов Н.М., Цветков А.И.* О магнезите и его генезисе в осадочных породах. Фонды БНЭ, 1943б.
- Страхов Н.М., Жиркевич М.А.* О происхождении гипсов в гидрохимической толще кунгура Ишимбаевского Приуралья. Фонды БНЭ, 1942.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Арест-Якубович Р.Е., Сендерова.* Железо, марганец, фосфор и малые элементы в Кунгуре Ишимбаевского Приуралья. Фонды БНЭ, 1943.

- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Цветков А.И., Сендерова, Старынкевич-Борнеман И.Д., Михайлова и Арест-Якубович Р.Е.* Материалы по химии кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья. Фонды БНЭ, 1943.
- Страхов Н.М., Старынкевич-Борнеман И.Д.* К геохимии стронция в осадочных породах. Фонды БНЭ, 1943.
- Сулин В.А., Гуллева Л.А. и др.* Материалы по геологии, гидрогеологии и разведочным работам Н.-Чусовского района Уральской обл. ОНТИ, 1933.
- Сухарев Н.Д.* Отчет о детальной разведке Буроугольного месторождения в Давлеканском р-не БАССР. Фонды Баш. геол. управл., 1935.
- Сухарев Н.Д.* Угленосность верхнепермских образований в западной части БАССР. Фонды Баш. геол. управл., 1935.
- Сушкин М.А.* К вопросу о соляно-гипсовой тектонике южной части Башкирии. Бюлл. "За Башкирскую нефть", № 1-2, 1935.
- Суханкин Е.Н., Машковцев А.Ф.* Газовая проблема нефтяных месторождений Башкирии. Бюлл. "За Башкирскую нефть", № 4-5, 1937.
- Сыров Х.П.* Материалы по корреляции разрезов кунгурского яруса Ишимбаевского месторождения по данным скважинам. Фонды ЦНИЛ'а, 1941.
- Твенгофел.* Учение об образовании осадков. Пер. с англ., 1935.
- Теодорович Г.И.* Сера, как поисковый признак на нефть в Башкирии. ДАН СССР, т. XXXV, № 4-5, 1942.
- Трофимук А.А.* К литологии кунгурских и артинских известняков разведочного участка Рязановка. Фонды Башнефти, 1938.
- Трофимук А.А.* Годовой отчет о работе треста Ишимбайнефть за 1941 г. 1942.
- Трофимук А.А., Пахомова А.В.* К вопросу о корреляции кунгурских отложений методами петрографии. Фонды Башнефти, 1930.
- Тимергазин К.Р.* Литология отложений Туймазинского района по материалам глубоких разведочных скважин. Девон, карбон, пермь. Отчет по теме № 24 за 1939 г. Фонды Башнефти. 1940.
- Тимергазин К.Р., Виссарионова А.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтеносности разведочного участка Ардатовка. Фонды ЦНИЛ'а, 1940.
- Фриж А.Г.* Нефтяные воды Ишимбаевского месторождения. 1941.
- Флоренский В.П.* Очерк литологии кунгурских пород Туймазинского нефтяного месторождения БАССР, гл. I, XIV, 1939. Фонды МНИ. 1939.
- Флоренский В.П.* Флюорит в нижнепермских отложениях. Баш. АССР, ДАН, т. XXXI, 1941.
- Шамов Д.Ф., Пахомова Л.В.* Геологическое строение Ишимбаевского района. Отчет за 1941 г., Фонды ЦНИЛ. 1942.
- Шнеерсон Б.Л.* Отчет о работах 1941-1942 гг. Фонды БНЭ. 1942.
- Barton D.C.* American Salz-Dome Problems. Bull. Amer. Assoc. Petrol geolog., No 9. 1929.
- Lotz.* Steinsaize und Kalisaize. 1939.
- Muir H.* Anhydrit-Gypsum Problem of Plain-Formation. Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geolog.
- Newland D.K.* Geologie of gypsum and anhydrit. Econ. geol. N 6, 1911.

# Физико-химические и биологические предпосылки образования известково-доломитовых осадков<sup>1</sup>

## Глава I Свойства водных растворов $\text{CO}_2$ , $\text{CaCO}_3$ и $\text{MgCO}_3$

Осаждение карбонатов кальция и магния в современных природных водоемах и водоемах геологического прошлого представляет собою чрезвычайно сложный процесс, в котором участвуют разнообразные как чисто физико-химические, так и биологические агенты. Чтобы правильно разобраться в этом процессе, необходимо в первую очередь познакомиться с физико-химической основой его и выяснить основные факторы, которые вообще регулируют физико-химические соотношения в растворах, имеющих карбонаты щелочноземельных металлов, а потом уже переходить к разбору процессов карбонатоосаждения, как они текут в природных водоемах.

Физико-химии карбонатных равновесий посвящено много работ – Шлезингера, Буха, Ги, Ваттенберга, Джонстона и Вилльямсона, Мак Клендона и других. Нетрудно убедиться, однако, что в этих исследованиях хорошо разработаны вопросы карбонатных равновесий в дистиллированной воде, в слабоминерализованных пресных водах и в морской воде, но почти не затронуты равновесия, характеризующие сильносоленые воды лагун и соленых озер. Отсутствуют, естественно, и сводные работы, которые давали бы характеристику карбонатных равновесий во всем диапазоне природных условий.

Не будучи физико-химиком, я не ставил себе задачи дать исчерпывающий анализ карбонатных равновесий в сильносоленых водах, но все же мною, в сотрудничестве с Д.А.Виталь и А.Н.Зарубицкой, были поставлены в этом направлении серии опытов, давших, как кажется, небезынтересный материал. В комбинации с литературными данными эти опыты позволили получить более конкретные представления, чем существование до сих пор, о характере карбонатных равновесий во всем диапазоне природных условий. Изложению этих представлений и посвящается настоящая глава.

Процессы растворения  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , их поведение в водных растворах, а также процессы их садки определяются сочетанием по крайней мере четырех основных факторов: 1) давлением углекислоты в воздухе и массами ее, образующимися тем или иным путем в самом растворе; 2) температурой раствора; 3) влиянием солей, входящих в состав раствора, особенно  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{K}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{MgSO}_4$ ; 4) влиянием “живого вещества”, обитающего в природных водах.

Хотя все карбонаты щелочных земель подчиняются в общем одним и тем же законам, все же в поведении углекислых солей отдельных металлов имеются и свои специфические особенности, и, например, равновесия  $\text{MgCO}_3$  в водных растворах заметно отличаются от равновесия  $\text{CaCO}_3$ .

---

<sup>1</sup> Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Часть первая. С. 3-52.

Поскольку углекальциевая соль наиболее распространена в природных водах и данные о равновесиях ее наиболее обширны, мы будем вести характеристику карбонатных растворов на материале именно этого соединения, отметив впоследствии специфические особенности  $MgCO_3$ .

## 1. Растворение $CO_2$ в воде и процессы, при этом происходящие

При изучении растворения  $CO_2$  в воде разберем вначале относящиеся сюда эмпирические факты, а затем их физико-химическое истолкование. Эмпирические наблюдения в общем очень просты.

Когда углекислота, заключенная в каком-либо пространстве, соприкасается с дистиллированной водой, она диффундирует в последнюю и по окончании диффузии распределяется между водою и газовым пространством по закону Генри, который выражается простой формулой:

$$m_{CO_2} = \alpha \cdot p_{CO_2}$$

Концентрация углекислоты ( $m$ ), растворенной в воде при данной температуре, пропорциональна ее парциальному давлению ( $p$ ) в воздухе и коэффициенту абсорбции  $\alpha$ .

При изменении температуры дистиллированной воды, а также при появлении в ней солей, растворимость  $CO_2$  также меняется, что выражают обычно изменениями коэффициента абсорбции. Установлено, что характер влияния температуры и солей один и тот же, а именно: с повышением температуры и увеличением концентрации солей растворимость  $CO_2$  (т. е. ее коэффициент абсорбции) уменьшается, и наоборот. Числовые выражения этих изменений для  $1^\circ C$ , а также для единицы концентрации разных солей неодинаковы, что видно из табл. 1–3, где собраны некоторые относящиеся сюда цифры. Для наглядности они изображены также графически на рис. 1 и 2.

Из рассмотрения кривых и таблиц можно установить два существенных обстоятельства. Убывание  $CO_2$  при повышении температуры и концентрации солей идет по затухающим кривым. Коэффициент абсорбции в растворах кислот всегда выше, чем в растворах образованных ими солей, причем, как это хорошо видно в группе хлоридов щелочей, чем меньше атомный вес металла, связанного с кислотой, тем меньше  $\alpha$  при одинаковой концентрации растворов.

**Таблица 1.** Растворимость  $CO_2$  в дистиллированной воде при  $p_{CO_2} = 0,0003$  атм. (из Пиа)

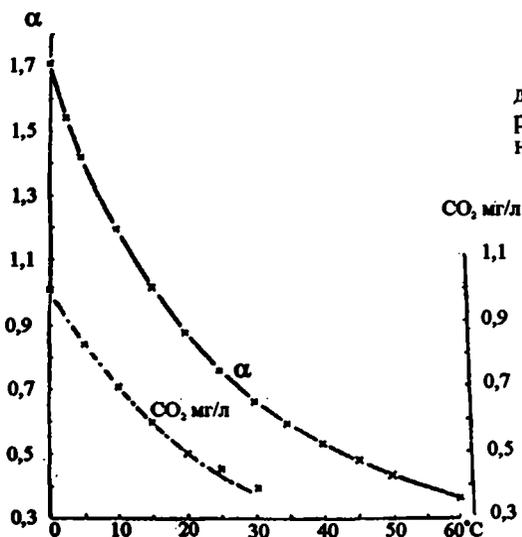
| $T$ в $^\circ C$ | $\alpha$ | $CO_2$ в мг/л |
|------------------|----------|---------------|
| 0                | 1,713    | 1,02          |
| 5                | 1,424    | 0,84          |
| 10               | 1,194    | 0,71          |
| 15               | 1,019    | 0,60          |
| 20               | 0,878    | 0,52          |
| 25               | 0,759    | 0,45          |
| 30               | 0,665    | 0,39          |
| 35               | 0,592    | -             |
| 40               | 0,530    | -             |
| 45               | 0,479    | -             |
| 50               | 0,436    | -             |
| 60               | 0,359    | -             |

**Таблица 2.** Изменения коэффициента абсорбции  $\alpha$  в растворах NaCl при  $T = 16^\circ C$  (по Бору из Пиа)

| Содержание NaCl в г/кг раствора | $\alpha$ |
|---------------------------------|----------|
| 0                               | 0,985    |
| 6                               | 0,960    |
| 12                              | 0,935    |
| 16                              | 0,919    |
| 20                              | 0,905    |
| 24                              | 0,887    |
| 28                              | 0,871    |
| 32                              | 0,809    |
| 36                              | 0,795    |
| 40                              | 0,781    |

Таблица 3. Коэффициенты абсорбции  $\text{CO}_2$  в водных растворах солей (из Ландольта и Бернштейна)

| Соли                          | Концентрации раствора в г-экв. |       |       |       |       |       |
|-------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                               | 0                              | 0,5   | 1     | 2     | 3     | 4     |
| $\text{CsCl}\alpha$           | 1,014                          | 0,954 | -     | -     | -     | -     |
| $\text{HCl}\alpha$            | -                              | 0,989 | 0,974 | 0,948 | -     | -     |
| $\text{H}_2\text{SO}_4\alpha$ | -                              | 0,965 | 0,927 | 0,869 | 0,825 | 0,785 |
| $\text{KBr}\alpha$            | -                              | 0,935 | 0,866 | -     | -     | -     |
| $\text{KCl}\alpha$            | -                              | 0,925 | 0,850 | -     | -     | -     |
| $\text{KI}\alpha$             | -                              | 0,940 | 0,875 | -     | -     | -     |
| $\text{KNO}_3\alpha$          | -                              | 0,953 | 0,897 | -     | -     | -     |
| $\text{RbCl}\alpha$           | -                              | 0,938 | 0,873 | -     | -     | -     |

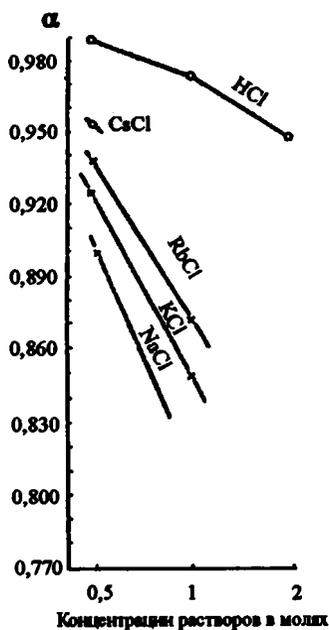
Рис. 1. Растворимость  $\text{CO}_2$  в дистиллированной воде при разных температурах (по данным Ландольта и Бернштейна)

Таковы факты. Рассмотрим теперь процессы, происходящие в воде при растворении углекислоты. Разобраться в них позволяет теория электролитической диссоциации.

По этой теории, как известно, некоторая часть молекул дистиллированной воды спонтанно распадается на ионы  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$ , причем соотношения между ними регулируются уравнением:

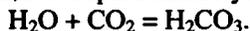
$$\frac{\text{H}^+ \cdot \text{OH}^-}{\text{H}_2\text{O}} = K. \quad (1)$$

Рис. 2. Коэффициенты абсорбции  $\text{CO}_2$  в растворах  $\text{HCl}$  и хлористых солей (по данным Ландольта и Бернштейна)

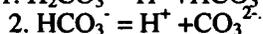
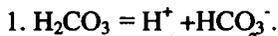


По определениям Кольрауша произведение  $\text{H}^+ \cdot \text{OH}^-$  при  $T=15^\circ$  ничтожно мало и измеряется величиной  $10^{-14,14}$ , откуда концентрация  $\text{H}^+$  в дистиллированной воде равна  $10^{-7,07}$ . Иными словами, ее  $\text{pH}=7,07$ .

При растворении  $\text{CO}_2$  в воде происходит не просто внедрение ее частиц в межмолекулярные пространства воды, но частично и химическая реакция угольной кислоты с водой, приводящая к образованию угольной кислоты:



Как показывает опыт, количество угольной кислоты, вступающей в эту реакцию, невелико и составляет примерно 1% от общей массы растворенного газа; стало быть и концентрация возникающей угольной кислоты ничтожна. Это обстоятельство важно для оценки истинной силы угольной кислоты. Обычно она считается кислотой слабой. Но это неверно, так как эффект действия угольной кислоты рассчитывается на всю массу растворенного в воде газа, почему и уменьшается примерно в 100 раз. Истинная сила угольной кислоты во столько же раз больше условно принимаемой. Образовавшаяся в воде  $\text{H}_2\text{CO}_3$  далее распадается на ионы  $\text{H}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  по общеизвестным схемам:



Соотношения между ионами регулируются уравнениями, аналогичными уравнению (1):

$$\frac{\text{H}^+ \cdot \text{HCO}_3^-}{\text{H}_2\text{CO}_3} = K_1, \quad (2)$$

$$\frac{\text{H}^+ \cdot \text{CO}_3^{2-}}{\text{HCO}_3^-} = K_2, \quad (3)$$

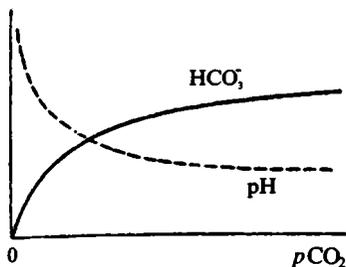


Рис. 3. Изменения pH и концентраций ионов  $\text{HCO}_3^-$  в дистиллированной воде при увеличении давления  $\text{CO}_2$  (схема)

$K_1$  называется константой первой ступени диссоциации;  $K_2$  — константой второй ступени диссоциации. И та и другая (особенно  $K_2$ ) выражаются достаточно малыми дробями (порядка  $10^{-6}$  для первой и  $10^{-9}$  для второй).

Появление в результате растворения  $\text{CO}_2$  в воде значительных масс  $\text{H}^+$  оказывает на растворитель (воду) специфическое воздействие. Избыток  $\text{H}^+$ -ионов сдвигает равновесие  $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$  влево, в сторону понижения диссоциации воды, и приводит к исчезновению из растворов  $\text{OH}^-$ -ионов. *Накопляющиеся же в избытке  $\text{H}^+$ -ионы (от диссоциации  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) делают реакцию растворов кислой.*

В итоге растворения  $\text{CO}_2$  в дистиллированной воде единственными ионами, практически присутствующими в растворе, оказываются  $\text{H}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , а реакция воды становится более или менее кислой; ее pH ниже 7.

Для дальнейшего существенно выяснить, как выглядят соотношения между этими ионами при разных давлениях  $p\text{CO}_2$ .

При возрастании  $p\text{CO}_2$ , концентрация  $\text{H}_2\text{CO}_3$  естественно увеличивается, а вместе с нею растет и концентрация ионов  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ ; pH же раствора, как следует из самого определения этой величины, — понижается. Темп прироста этих ионов, однако, только в поле низких значений  $p\text{CO}_2$  строго пропорционален изменению давления углекислоты. В более высоких полях  $p\text{CO}_2$  прирост  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ -ионов постепенно замедляется, что выражается выполаживанием кривых (рис. 3) в этой части диаграммы. Это значит, что при высоких давлениях углекислоты накопление в растворе  $\text{CO}_2$  происходит быстрее, чем накопление  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ -ионов. Относительная роль свободной  $\text{CO}_2$  сравнительно с ионными формами ее растет, и это обстоятельство является первой характерной чертой ионных равновесий при увеличении давления  $p\text{CO}_2$  над жидкостью (и в растворе).

Иная судьба ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Возможность распада  $\text{HCO}_3^-$  на  $\text{H}^+$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  определяется существующей концентрацией  $\text{H}^+$ -ионов. При возрастании давления углекислоты и концентрации  $\text{H}^+$ -ионов избыток их смещает равновесие  $\text{HCO}_3^- = \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$  влево. Течение второй стадии диссоциации углекислоты при значительно меньшей величине второй константы  $K_2$  таким образом тормозится, а затем она и вовсе подавляется. Иначе говоря, с возрастанием  $p\text{CO}_2$  концентрация  $\text{CO}_3^{2-}$  хотя и растет, но мало, а потом и вовсе перестает расти. В высоких полях  $p\text{CO}_2$  в растворе из ионов присутствуют только  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ , монокарбонатный же ион  $\text{CO}_3^{2-}$  практически отсутствует. Это — вторая характерная черта ионных равновесий в растворах при возрастании  $p\text{CO}_2$ .

Таким образом, с увеличением  $p\text{CO}_2$  в растворе все больше накапливается свободная  $\text{CO}_2$ , из ионов же удерживаются  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ ;  $\text{CO}_3^{2-}$ -ион уменьшается до полного исчезновения, pH падает. При уменьшении  $p\text{CO}_2$  в растворе уменьшается относительное значение свободной  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ -ионов и возрастает роль  $\text{CO}_3^{2-}$ -ионов; pH подымается. Это — основной закон карбонат-

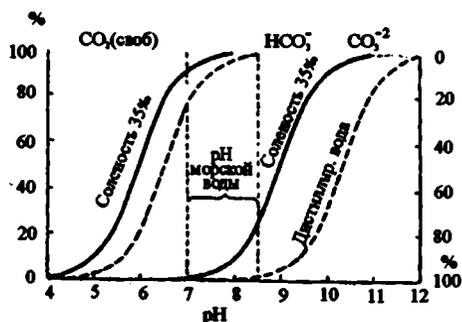


Рис. 4. Карбонатные равновесия  $\text{CO}_2$ , в дистиллированной воде и в соленой воде (по Г. Ваттенбергу)

ных равновесий при растворении  $\text{CO}_2$  в дистиллированной воде. Его наличие открывает новый смысл pH как величины, характеризующей карбонатные равновесия в водных растворах. pH есть не только мерило концентраций  $\text{H}^+$ , образующихся при растворении  $\text{CO}_2$  в воде, но и характеристика соотношений свободной  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ -ионов. Этот другой, дополнительный, смысл pH нужно иметь в виду при разборе всякого рода карбонатных соотношений.

Точный расчет соотношений свободной  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  для разных давлений  $p\text{CO}_2$  или, иначе, для разных величин pH позволил построить диаграмму ионных карбонатных равновесий, характеризующих растворы  $\text{CO}_2$  в воде (рис. 4). В этой диаграмме, являющейся графическим выражением основного закона растворения  $\text{CO}_2$ , движение влево отвечает повышению  $p\text{CO}_2$  над раствором, движение вправо — понижению  $p\text{CO}_2$ .

Весьма интересные изменения в ионных соотношениях происходят при повышении температуры раствора, а также при появлении в нем солей. В обоих случаях, как мы знаем, растворимость  $\text{CO}_2$  падает, т.е.  $p\text{CO}_2$  в растворе уменьшается. А это неизбежно должно вызывать в остающейся общей массе углекислоты относительное уменьшение роли свободной  $\text{CO}_2$  и возрастание роли ионной формы ее, т.е.  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ -ионов. Это выражается в изменении констант диссоциации  $K_1$  и  $K_2$ , которые при повышении температуры и при осолонении раствора растут, как это видно из табл. 4.

Одновременно происходит перераспределение ролей между  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ . Поскольку увеличение  $K_2$  в обоих случаях идет гораздо быстрее, чем рост  $K_1$ , — при повышении температуры и при осолонении прирост ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  происходит в большей массе, чем ионов  $\text{HCO}_3^-$ , а это вызывает некоторый подъем pH.

Таблица 4. Числовые значения отрицательных логарифмов  $K_1$  и  $K_2$  как функция содержания солей и температуры (по Г. Ваттенбергу)

| Содержание солей в % | -lg $K_1$ |       |       |       |                          | -lg $K_2$ |       |       |       |                          |
|----------------------|-----------|-------|-------|-------|--------------------------|-----------|-------|-------|-------|--------------------------|
|                      | 0°        | 10°   | 20°   | 30°   | $\pm\Delta$<br>-lg $K_1$ | 0°        | 10°   | 20°   | 30°   | $\pm\Delta$<br>-lg $K_2$ |
| 0                    | 6,66      | 6,57  | 6,49  | 6,43  | -0,23                    | 10,68     | 10,56 | 10,45 | 10,34 | -0,34                    |
| 5                    | 6,37      | 6,29  | 6,22  | 6,17  | -0,20                    | 9,79      | 9,67  | 9,55  | 9,45  | -0,34                    |
| 10                   | 6,32      | 6,23  | 6,16  | 6,11  | -0,21                    | 9,59      | 9,46  | 9,35  | 9,24  | -0,35                    |
| 15                   | 6,29      | 6,20  | 6,12  | 6,07  | -0,22                    | 9,47      | 9,34  | 9,23  | 9,12  | -0,34                    |
| 25                   | 6,23      | 6,14  | 6,06  | 6,00  | -0,23                    | 9,32      | 9,20  | 9,09  | 8,98  | -0,34                    |
| 35                   | 6,19      | 6,10  | 6,02  | 5,95  | -0,24                    | 9,24      | 9,12  | 9,00  | 8,90  | -0,34                    |
|                      | -0,47     | -0,47 | -0,47 | -0,48 | -                        | -1,44     | -1,44 | -1,43 | -1,44 | -                        |

Все явления текут так, как будто при подогревании углекислотного раствора или при осолонении его мы перемещаемся вправо на нашей диаграмме, а при охлаждении (или распреснении) движемся по ней влево. К солевым растворам  $\text{CO}_2$  это правило применимо лишь при условии, если сами соли строго нейтральны и их прибавление или изъятие из раствора уже само по себе (без влияния  $\text{CO}_2$ ) не меняет pH раствора.

Существенно отметить, что изменения  $K_1$  и  $K_2$  (т. е. соотношений  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ ) под действием солей происходят гораздо энергичнее, чем под влиянием температуры. Иными словами, минерализация в природных условиях гораздо более существенный фактор ионных равновесий, чем температура.

Для всей дальнейшей теории карбонатных равновесий в водных растворах  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  изложенные законы играют роль фундамента, без которого невозможно разобраться в природных явлениях.

## 2. Растворимость $\text{CaCO}_3$ в дистиллированной воде, лишенной $\text{CO}_2$

Неоднократно делались попытки найти экспериментально растворимость  $\text{CaCO}_3$  в воде, лишенной солей и углекислоты, с тем, чтобы получить, так сказать, отправной пункт для суждения о влиянии различных факторов на величину растворимости углекальциевой соли. Результаты этих опытов были сведены в 1933 г. Ю.Пиа в нижеследующую табл. 5.

Таблица 5. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в воде, лишенной  $\text{CO}_2$

| № п/п | Т в °С | Исследователь      | Растворимость в мг/л | Модификация растворяемого карбоната |
|-------|--------|--------------------|----------------------|-------------------------------------|
| 1     | 8,7    | Голлеман           | 10,1                 | -                                   |
| 2     | 15     | Клэн               | 20,1                 | Кальцит + арагонит                  |
| 3     | 16     | Шлезинг            | 13,1                 | -                                   |
| 4     | 16-20  | Тильманс и Хюблейн | 11,5                 | Кальцит                             |
| 5     | 18     | Кольрауш           | 13                   | "                                   |
| 6     | 18     | "                  | 19                   | Арагонит                            |
| 7     | 18     | Клэн               | 37,5                 | Кальцит + арагонит                  |
| 8     | 18-20  | "                  | 18,7                 | Кальцит                             |
| 9     | 15-30  | "                  | 12                   | "                                   |
| 10    | 20     | Зейделл            | 12                   | "                                   |
| 11    | 23,8   | Голлеман           | 12,5                 | -                                   |
| 12    | 25     | Кендалл            | 14,33                | Кальцит                             |
| 13    | 25     | "                  | 15,28                | Арагонит                            |
| 14    | 25     | Бэр                | 14,8                 | Кальцит                             |
| 15    | 30     | "                  | 14                   | "                                   |
| 16    | 40     | Клэн               | 18,5                 | "                                   |
| 17    | 50     | Кендалл            | 15,04                | "                                   |
| 18    | 50     | "                  | 16,17                | Арагонит                            |
| 19    | 60     | Клэн               | 20,9                 | Кальцит                             |
| 20    | 80     | "                  | 21,4                 | "                                   |
| 21    | 100    | Кендалл            | 17,79                | "                                   |
| 22    | 100    | "                  | 19,02                | Арагонит                            |
| 23    | 100    | Клэн               | 34,7                 | Кальцит                             |
| 24    | 100    | "                  | 28,3                 | Кальцит + арагонит                  |
| 25    | 100    | "                  | 24,7                 | "                                   |

Исключив несколько явно завышенных цифр, полученных Клэном (>20 мг/л), находим, что растворимость  $\text{CaCO}_3$  в интервале 0–100°C равна примерно 16 мг/л. При этом при низких температурах растворимость  $\text{CaCO}_3$  несколько ниже 16 мг/л, при высоких же – несколько выше этой цифры. Иначе говоря, растворимость  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде при отсутствии  $\text{CO}_2$ , возможно, несколько растёт с повышением температуры, в отличие от того, что наблюдается при растворении в присутствии  $\text{CO}_2$ . Кроме того, растворимость арагонита слегка – на 9% – выше растворимости кальцита (17,4 мг/л). По отношению к первой закономерности следует, однако, соблюдать известную осторожность, ибо, с одной стороны, цифры растворимости настолько низки вообще, что аналитическая ошибка даёт себя знать; с другой же, по данным Джонстона и Вилльямсона [1916], о растворимости  $\text{CaCO}_3$ , при полном отсутствии  $\text{CO}_2$ , говорить трудно, ибо при длительном отсутствии  $\text{CO}_2$  карбонат кальция неустойчив (см. ниже). Цифры, приведенные в таблице, указывают, вероятно, минимальную растворимость  $\text{CaCO}_3$  в этих условиях.

### 3. Растворимость $\text{CaCO}_3$ в воде, содержащей $\text{CO}_2$ , и процессы, происходящие при растворении

Существенно иначе ведёт себя  $\text{CaCO}_3$ , когда растворитель содержит  $\text{CO}_2$  или соли.

Остановимся пока на влиянии  $\text{CO}_2$ , причем опять-таки вначале рассмотрим экспериментально полученные факты, а затем разберем физико-химическую сущность происходящих при растворении процессов.

В табл. 6 воспроизведены данные относительно растворимости  $\text{CaCO}_3$  при 17°C и изменяющемся давлении  $p\text{CO}_2$  над раствором.

Табл. 7 дополняет предыдущую, ибо в ней дана растворимость  $\text{CaCO}_3$  при постоянном давлении  $p\text{CO}_2$ , но меняющейся температуре.

Из рассмотрения этих таблиц вытекают три существенных вывода. *Во-первых*, растворимость  $\text{CaCO}_3$  в воде, содержащей  $\text{CO}_2$ , всегда значительно выше, чем в воде, не содержащей углекислоты. *Во-вторых*, с повышением давления  $\text{CO}_2$  над раствором (и в растворе) растворимость  $\text{CaCO}_3$  растёт, но не пропорционально давлению, а замедленно по сравнению с давлением, и с тем большим замедлением, чем выше давление. Иными словами, при повышении  $p\text{CO}_2$  все большая масса  $\text{CO}_2$  остается в виде свободного газа. Графически (рис. 5) это даёт кривую растворимости, приближающуюся к параболической. Одновременно с ростом растворимости  $\text{CaCO}_3$  pH раствора падает по кривой, также приближающейся к параболической. *В-третьих*, повышение температуры при постоянном давлении  $p\text{CO}_2$  понижает растворимость  $\text{CaCO}_3$ , повышая одновременно pH раствора, и наоборот.

Нетрудно видеть, что эти закономерности в точности отвечают законам растворения в воде самой  $\text{CO}_2$ . Можно сказать поэтому, что поведение  $\text{CaCO}_3$  в углекислых водах целиком определяется режимом присутствующей углекислоты.

Разберем теперь сущность физико-химических процессов, происходящих при растворении  $\text{CaCO}_3$  в воде, содержащей  $\text{CO}_2$ .

Как только в воде появляются первые молекулы  $\text{CaCO}_3$ , они тотчас же распадаются на ионы  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Ионы  $\text{H}^+$ , в значительном количестве присутствующие в насыщенной углекислотой воде (от первой ступени диссоциации  $\text{H}_2\text{CO}_3$  и от диссоциации воды), реагируют с  $\text{CO}_3^{2-}$ , образуя  $\text{HCO}_3^-$ :

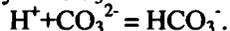


Таблица 6. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в присутствии  $\text{CO}_2$  при  $17^\circ\text{C}$  (по Тильмансу и Шеперкло, 1927)

| $\text{CO}_2$ свободн.<br>в мг/л | Давление $\text{CO}_2$<br>в долях атм. | $\text{CaCO}_3$<br>в мг/л | $\text{CaCO}_3$<br>в мг-экв./л | pH   |
|----------------------------------|--|---------------------------|--------------------------------|------|
| 0                                | 0                                      | 11                        | 0,23                           | -    |
| 0,1                              | 0,00005                                | 23                        | 0,45                           | -    |
| 0,25                             | 0,00013                                | 34                        | 0,68                           | -    |
| 0,50                             | 0,00026                                | 45                        | 0,91                           | -    |
| 0,75                             | 0,00040                                | 57                        | 1,14                           | -    |
| 1,00                             | 0,00063                                | 68                        | 1,36                           | -    |
| 1,40                             | 0,00074                                | 80                        | 1,59                           | -    |
| 1,75                             | 0,00093                                | 91                        | 1,82                           | -    |
| 2,40                             | 0,00127                                | 102                       | 2,05                           | 8,09 |
| 3,00                             | 0,00159                                | 114                       | 2,27                           | 8,05 |
| 3,90                             | 0,00206                                | 125                       | 2,50                           | 7,96 |
| 4,8                              | 0,00254                                | 136                       | 2,73                           | 7,92 |
| 6,0                              | 0,00317                                | 148                       | 2,95                           | 7,85 |
| 7,5                              | 0,00397                                | 159                       | 3,18                           | 7,80 |
| 9,25                             | 0,00489                                | 170                       | 3,41                           | 7,74 |
| 11,5                             | 0,00609                                | 182                       | 3,64                           | 7,66 |
| 14,1                             | 0,00747                                | 193                       | 3,86                           | 7,60 |
| 17,2                             | 0,00910                                | 205                       | 4,09                           | 7,54 |
| 20,75                            | 0,0110                                 | 216                       | 4,32                           | 7,48 |
| 25,0                             | 0,0130                                 | 227                       | 4,55                           | 7,43 |
| 29,5                             | 0,0156                                 | 239                       | 4,77                           | 7,38 |
| 35,0                             | 0,0185                                 | 250                       | 5,00                           | 7,31 |
| 40,75                            | 0,0216                                 | 261                       | 5,23                           | 7,28 |
| 47,0                             | 0,0249                                 | 273                       | 5,45                           | 7,23 |
| 54,0                             | 0,0286                                 | 284                       | 5,68                           | 7,19 |
| 61,0                             | 0,0323                                 | 296                       | 5,91                           | 7,15 |
| 68,5                             | 0,0362                                 | 307                       | 6,14                           | 7,13 |
| 76,4                             | 0,0404                                 | 318                       | 6,36                           | 7,09 |
| 85,0                             | 0,0450                                 | 330                       | 6,59                           | 7,04 |
| 93,5                             | 0,0495                                 | 341                       | 6,82                           | 7,03 |
| 103,0                            | 0,0545                                 | 352                       | 7,05                           | 7,00 |
| 112,5                            | 0,0595                                 | 364                       | 7,24                           | 6,98 |
| 122,5                            | 0,0648                                 | 375                       | 7,50                           | 6,95 |
| 132,9                            | 0,0704                                 | 387                       | 7,73                           | 6,93 |
| 143,8                            | 0,0760                                 | 398                       | 7,95                           | 6,91 |
| 154,5                            | 0,0818                                 | 409                       | 8,18                           | 6,89 |
| 165,5                            | 0,0876                                 | 421                       | 8,41                           | 6,87 |
| 176,6                            | 0,0935                                 | 432                       | 8,64                           | 6,86 |
| 188,0                            | 0,0995                                 | 443                       | 8,86                           | 6,84 |
| 199,5                            | 0,1055                                 | 455                       | 9,09                           | 6,82 |

Таблица 7. Влияние температуры на растворимость  $\text{CaCO}_3$ 

| Давление<br>$\text{CO}_2$ в атм. | 0°                     |     | 18°                    |     | 30°                    |     |
|----------------------------------|------------------------|-----|------------------------|-----|------------------------|-----|
|                                  | $\text{CaCO}_3$ в мг/л | pH  | $\text{CaCO}_3$ в мг/л | pH  | $\text{CaCO}_3$ в мг/л | pH  |
| 0,0003                           | 94                     | 7,4 | 65                     | 7,6 | 47                     | 7,9 |

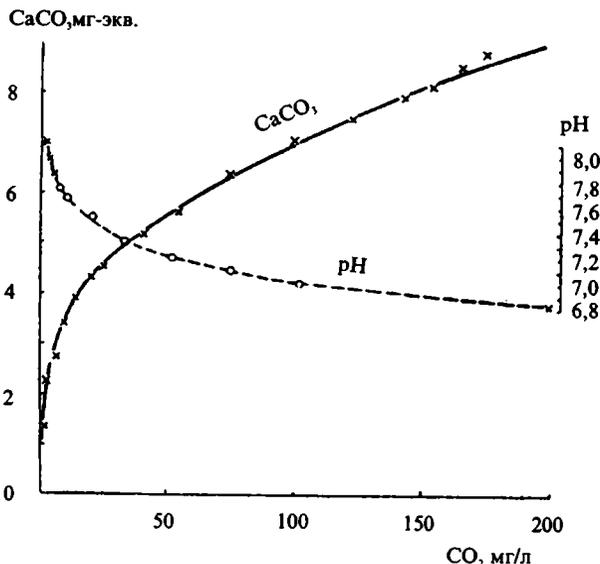
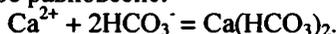


Рис. 5. Растворимость CaCO<sub>3</sub> в дистиллированной воде при 17°C (по данным Тильманса и Шеперкло)

Образовавшийся таким образом бикарбонатный ион вместе с другим бикарбонатным ионом, возникающим от первой ступени диссоциации H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, связывается с Ca<sup>2+</sup> в новое равновесие:



Средняя углекальциевая соль переходит в бикарбонат кальция.

В итоге этого процесса в растворе, с одной стороны, исчезают молекулы CaCO<sub>3</sub>, с другой — ионы HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и H<sup>+</sup>, связанные со свободной CO<sub>2</sub> и с водой, приобретают новые связи (с Ca<sup>2+</sup>). Равновесие раствора с твердой фазой CaCO<sub>3</sub>, с газовой фазой CO<sub>2</sub> и с недиссоциированной частью воды тем самым нарушается, благодаря чему в раствор переходят новые молекулы CaCO<sub>3</sub>, новые молекулы CO<sub>2</sub> (из воздуха), а новые молекулы воды спонтанно распадаются на H<sup>+</sup> и OH<sup>-</sup>.

Вновь появившиеся ионы постигает прежняя участь, и таким образом раствор все больше обогащается ионами Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и OH<sup>-</sup>: в воде, содержащей CO<sub>2</sub>, происходит растворение CaCO<sub>3</sub> в размерах, далеко превосходящих его растворимость в воде без углекислоты. Одновременно раствор становится щелочным (благодаря накоплению избыточных масс OH<sup>-</sup> от диссоциации воды).

Если так, то что же определяет наступление конца растворения? Обратим внимание, что параллельно с исчезновением в процессе формирования бикарбоната H<sup>+</sup>-ионов, полученных от первой ступени диссоциации H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и от спонтанной диссоциации воды, имеет место диссоциация карбонатных ионов по схеме:



и таким образом вновь частично генерируется утраченный было H<sup>+</sup>. Так как, однако, константа 2-й ступени диссоциации крайне мала (10<sup>-9</sup>), то и рост концентрации порождаемых ею H<sup>+</sup>-ионов идет крайне медленно. Тем не менее, все же благодаря этому процессу через некоторое время произведение из всех имеющихся в растворе ионов H<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> удовлетворит уравнению:

$$\text{H}^+ \cdot \text{HCO}_3^- = K_2 \text{H}_2\text{CO}_3 = \frac{K_1 \alpha p \text{CO}_2}{100},$$

т. е. уравнению, регулирующему равновесие CO<sub>2</sub> в растворе и в воздухе. С

этого момента дальнейшее растворение  $\text{CO}_2$  в воде прекратится, а вместе с ним прекратится и растворение  $\text{CaCO}_3$ . Таким образом предел растворению  $\text{CaCO}_3$  при данном  $p\text{CO}_2$  над раствором кладется ходом 2-й степени диссоциации углекислоты ( $K_2$ ) и ростом порождаемых ею  $\text{H}^+$ -ионов.

Так как  $K_2$  чрезвычайно мала ( $10^{-9}$ ), то количество  $\text{H}^+$ , находящихся в воде к концу растворения  $\text{CaCO}_3$ , ничтожно, гораздо меньше, чем получается от спонтанной диссоциации воды ( $10^{-7}$ ), что и вызывает щелочную реакцию воды ( $\text{pH} > 7,0$ ).

Описанные процессы характеризуют ионные равновесия при давлениях  $p\text{CO}_2$ , близких парциальному давлению  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $p = 0,0003 = 3 \cdot 10^{-4}$ ). При более высоких  $p\text{CO}_2$  картина становится существенно иной.

Прогрессирующее повышение  $p\text{CO}_2$  над раствором приводит, как мы знаем, к увеличению концентрации  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$  в самом растворе. Естественно, что это вызывает, вообще говоря, повышение растворимости  $\text{CaCO}_3$ . Но так как при возрастании  $p\text{CO}_2$  все большая масса углекислоты остается в растворе в свободной форме, растворимость  $\text{CaCO}_3$  с ростом  $p\text{CO}_2$  идет замедленным темпом. Одновременно в концентрирующемся растворе  $\text{CaCO}_3$  своеобразно изменяются процессы взаимодействия ионов. В усиливающемся электрическом поле в единицу времени все меньшая масса ионов объединяется в недиссоциированные молекулы и обратно получается из них диссоциацией. Все большая масса ионов становится как бы неактивной, не принимающей участия в реакциях ассоциации и диссоциации. Остающиеся неактивными  $\text{H}^+$ -ионы 1-й и 2-й степени диссоциации  $\text{CO}_2$  все в большей мере ликвидируют щелочную реакцию раствора, а при высоких давлениях  $p\text{CO}_2$  над раствором (больших 0,05 атм) делают карбонатные растворы кислыми, что также установлено экспериментально (см. табл. 6). Таким образом, чем меньше давление  $p\text{CO}_2$  над раствором, тем он щелочней, чем выше  $p\text{CO}_2$ , тем раствор карбонатов кислее.

В свете сказанного легко понять механизм влияния температуры на растворимость  $\text{CaCO}_3$ . При повышении температуры коэффициент абсорбции  $\text{CO}_2$  резко убывает и свободная углекислота улетучивается из раствора. Это нарушает равновесие между свободной  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}^+$  и  $\text{HCO}_3^-$ -ионами раствора. Начинается разрушение бикарбонатного иона:



Этот процесс равносителен превращению более растворимого бикарбоната в менее растворимую среднюю соль, которая при повышении температуры и выпадает из раствора, понижая величину растворимости  $\text{CaCO}_3$ . При понижении температуры коэффициент абсорбции повышается, что вызывает дополнительную миграцию  $\text{CO}_2$  в раствор и повышение растворимости  $\text{CaCO}_3$ .

Изложенное выше представляет собою качественную характеристику процессов, происходящих при растворении  $\text{CaCO}_3$  в углекислых водах. Но эти процессы допускают и количественное выражение в виде некоторых формул.

Эмпирические формулы растворения  $\text{CaCO}_3$  давались многими авторами (Шлезингер, Джонстон и Вильямсон и др.). Их общий тип может быть выражен формулой:

$$y = ax^k,$$

где  $y$  =  $\text{CaCO}_3$ , перешедшему в раствор, в грамм-молекулах,  $a$  – коэффициент пропорциональности,  $x$  – концентрация  $\text{CO}_2$  в молях,  $k$  – эмпирически найденный коэффициент, разный у разных авторов. Так, например, формула Шлезингера имеет вид:

$$y = 1,00854^x, \text{ где } x = 0,37366.$$

Кольгтофф, обработав эмпирически полученные цифры с точки зрения

теории электролитической диссоциации, дал уже аналитически выведенную формулу растворимости  $\text{CaCO}_3$ :

$$\frac{\alpha^3 [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{CO}_2]} = 1,13 \cdot 10^{-4},$$

где  $[\text{Ca}^{2+}]$  и  $[\text{HCO}_3^-]$  – концентрация  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ -ионов в грамм-эквивалентах на литр,  $[\text{CO}_2]$  – концентрация свободной  $\text{CO}_2$  в растворе в грамм-молях на литр,  $\alpha$  – степень диссоциации бикарбоната ( $=K_1$ ).

Эта формула остается справедливой как в тех растворах, в которых  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$  находятся в эквивалентных количествах, так и тогда, когда имеется избыток ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$  и в растворе присутствуют посторонние соли.  $\alpha$  здесь меняется с разведением, приближаясь к единице при бесконечном разведении. Вот некоторые, наиболее практически нужные значения  $\alpha$  [Селиванов, 1937].

| Концентрация $\text{HCO}_3^-$<br>мг-экв | $\alpha$ | $\alpha^3$ |
|---|----------|------------|
| 0,5                                     | 0,95     | 0,857      |
| 1,0                                     | 0,92     | 0,779      |
| 2,0                                     | 0,89     | 0,705      |
| 3,0                                     | 0,88     | 0,682      |
| 4,0                                     | 0,87     | 0,659      |
| 5,0                                     | 0,86     | 0,636      |

Что касается количественных изменений растворимости  $\text{CaCO}_3$  в углекислых водах при разных температурах, то Фрир и Джонстон [1929] на основании всех произведенных до того опытов, дали следующий ряд:

|     |     |     |     |     |     |      |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| T = | 0°  | 10° | 20° | 25° | 30° | 50°С |
| г = | 1,8 | 1,4 | 1,4 | 1,0 | 0,9 | 0,6  |

Здесь г означает отношение растворимости  $\text{CaCO}_3$  при данной температуре к растворимости его при 25°С, при условии, что  $p\text{CO}_2$  находится в пределах от 0,0003 до 1,0 атмосфер. Этот ряд цифр соответствует эмпирической формуле:

$$\lg r = \frac{830}{T} - 2,78,$$

где  $T$  обозначает абсолютную температуру раствора.

Для понимания природных равновесий  $\text{CaCO}_3$  приведенные выше материалы совершенно достаточны. Нужно иметь в виду, однако, что они вскрывают отнюдь не всю гамму возможных отношений между  $p\text{CO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$ , но ограничиваются относительно узкими пределами колебаний  $p\text{CO}_2$  – от  $1 \cdot 10^{-7}$  до 1,0 атм. Характерную черту этого интервала составляет то, что в экспериментах устойчивой твердой фазой является  $\text{CaCO}_3$ , а концентрация  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе растет с ростом  $p\text{CO}_2$ . При очень низких и очень высоких давлениях  $p\text{CO}_2$  соотношения приобретают иной вид. Так, при крайне низких  $p\text{CO}_2$   $\text{CaCO}_3$  становится неустойчивым, заменяясь постепенно  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ , а концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе не понижаются, а наоборот, растут. При очень высоких давлениях  $p\text{CO}_2$  твердая фаза  $\text{CaCO}_3$  заменяется твердой фазой  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , а в концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе начинают убывать.

В 1916 г. Джонстон и Вилльямсон [1916] объединили все эти материалы в одну кривую равновесий  $\text{CaO} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  на очень широком диапазоне колебаний  $p\text{CO}_2$ . Эта кривая воспроизведена на рис. 6. Как видим, она распадается на несколько частей. Первая соответствует парциальному давлению  $\text{CO}_2$  над

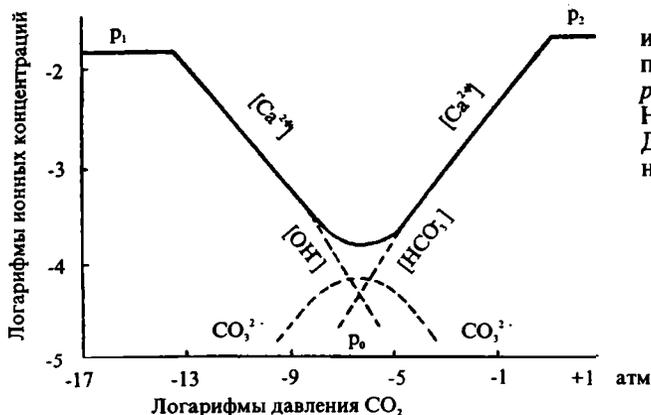


Рис. 6. Зависимость ионных концентраций от парциального давления  $p_{\text{CO}_2}$  для системы  $\text{CaO} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  при  $16^\circ\text{C}$  (по Джонстону и Вильямсону)

раствором от 0 до  $2,6 \cdot 10^{-14}$ ; в этом интервале в твердой фазе, находящейся в равновесии с раствором, содержится  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . При переходном давлении  $\text{CO}_2(p_1)$ , равном  $2,6 \cdot 10^{-14}$  атм, в равновесии с раствором находятся две фазы —  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и  $\text{CaCO}_3$ . При дальнейшем возрастании парциального давления ( $p$ ) в твердой фазе устойчивой оказывается только  $\text{CaCO}_3$ ;  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  медленно переходит в  $\text{CaCO}_3$ ; количество же  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе убывает, достигая минимума при  $p = p_0 = 4 \cdot 10^{-7}$  атм. Начиная с этого момента, при продолжающемся возрастании парциального давления  $\text{CO}_2$  начинает образовываться заметное количество иона  $\text{HCO}_3^-$ ; содержание же  $\text{Ca}^{2+}$ -иона в растворе возрастает до  $p = p_2 \approx 15$  атм (при  $16^\circ\text{C}$ ). При этом давлении в твердой фазе в равновесии с раствором находятся и  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ; при еще больших давлениях  $\text{CO}_2$  в твердой фазе  $\text{CaCO}_3$  становится неустойчивым, заменяясь  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , содержание  $\text{Ca}^{2+}$ -иона в растворе вновь начинает убывать. Эти соотношения хорошо видны на чертеже, заимствованном из работы цитированных авторов.

Таким образом, исследования, посвященные растворимости  $\text{CaCO}_3$  при  $p_{\text{CO}_2}$  от  $4,0 \cdot 10^{-7}$  до 1,0 атм, освещают лишь одну — правую ветвь кривой равновесия  $\text{CaO} - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ , а природные давления  $\text{CO}_2$  ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$  атм) отвечают лишь ничтожному участку этой правой ветви. Несмотря на неприменимость всей кривой Джонстона и Вильямсона к условиям природных водоемов, она все же имеет для нас очень большой интерес, так как позволяет в дальнейшем сформулировать особенности карбонатных равновесий  $\text{MgCO}_3$  сравнительно с равновесиями  $\text{CaCO}_3$ .

#### 4. Растворимость $\text{CaCO}_3$ в растворах отдельных солей<sup>1</sup>

Так как природные воды никогда не бывают по составу дистиллированной водой, но всегда содержат большее или меньшее (а порою и очень большое) количество солей щелочных и щелочноземельных металлов, то для успешного анализа карбонатных равновесий необходимо знать, как влияют на растворимость  $\text{CaCO}_3$  отдельные соли и сложные смеси их.

По общему закону Нернста, соли, имеющие общий ион с данной, понижают ее растворимость, не имеющие общего иона, напротив, повышают ее растворимость. Это общее правило имеет, однако, в разных случаях разное количественное выражение, почему и необходимо подробно разобрать его конкретное применение к углекальциевой соли.

<sup>1</sup> В разделах 4 и 5 излагаются данные совместного исследования автора с А.Н.Зарубицкой.

Рассмотрим прежде всего позитивное действие солей, не имеющих общего иона с  $\text{CaCO}_3$ . В качестве испытуемых солей были взяты  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{MgSO}_4$ . Технически опыты были поставлены мною и А.Н.Зарубицкой следующим образом. Для каждой соли изготовлялись растворы, отвечающие ее концентрации в 1; 3,5; 8; 15; 20; 25%. В стаканы емкостью в 1 л загружалось по 500 мл каждого такого раствора и присыпалось по 1 г тонкоизмельченного синтетического химически чистого  $\text{CaCO}_3$ . Заряженные стаканы ставились затем в комнату-термостат и выдерживались при постоянной температуре, равной в одной серии опытов 16–18°, в другой 28–30°C, в течение 28–29 дней при ежедневном трехкратном энергичном помешивании растворов. Одновременно ставились глухие опыты: 1) с дистиллированной водой, в которую загружался  $\text{CaCO}_3$ , и 2) с растворами  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  тех же концентраций, что в описанных опытах, но без загрузки в них  $\text{CaCO}_3$ . Это делалось с целью исключения собственной щелочности  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{MgSO}_4$ , возникающей под влиянием их гидролиза. По истечении 28–29 дней из всех стаканов отбиралось по 50 мл раствора, которые затем титровались в присутствии метилоранжа 0,01  $\text{HCl}$  (иногда 0,1  $N$   $\text{HCl}$ ). Через 3–4 дня титрование повторялось, причем обычно получались цифры, точно сходящиеся с предыдущими. Для контроля через каждые 2–3 дня титрование повторялось еще раз, давая полное сходжение с предыдущими, и опыт приостанавливался. В остаточном растворе определялся еще pH – колориметрически со шкалой Кларка.

Поскольку  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  практически не гидролизуются, цифры окончательного титрования этих растворов принимались за меру растворимости в них  $\text{CaCO}_3$ .

В растворах гидролизующихся  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{MgSO}_4$  из цифры титрования их вычиталась величина глухого опыта с этими солями и остаток принимался за меру растворимости  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{MgSO}_4$ .

Теоретически можно было предполагать, что под влиянием  $\text{CaCO}_3$  гидролиз  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  мог более или менее заметно меняться, и потому, применяя вышеописанную процедуру вычитания цифр глухого опыта с этими солями, мы искажаем истинную величину растворимости  $\text{CaCO}_3$  в растворах хлоридов и сульфатов магния.

Чтобы вычислить возможную величину ошибки, был поставлен следующий контрольный опыт. Приготавливались по 100 мл раствора 1; 3,5; 8%  $\text{MgSO}_4$  и определялся их титр ( $T_1$ ) в мг-экв/л. Одновременно изготовлялись по 100 мл 2; 7 и 16% раствора  $\text{MgSO}_4$  и 500 мл раствора  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде, соприкасающейся с воздухом; точно определялся титр этого последнего раствора ( $T_2$ ) в мг-экв/л. Затем в стаканы с 2, 7 и 16% концентрациями  $\text{MgSO}_4$  приливалось по 100 мл раствора  $\text{CaCO}_3$ , и после 2–3-часового стояния определялась титрованием щелочность этого раствора ( $T_3$ ) тоже в мг-экв/л. Если влияние  $\text{CaCO}_3$  на гидролиз  $\text{MgSO}_4$  практически отсутствует, то  $T_1 + T_2 = T_3$ , в противном случае  $T_3$  всегда будет заметно отличаться от  $T_1 + T_2$ , причем величина и характер отличий ( $\pm$ ) будут указывать на степень и характер влияния  $\text{CaCO}_3$  на гидролиз  $\text{MgSO}_4$ . Результаты опыта сведены в табл. 8. Из нее видно, что влияние  $\text{CaCO}_3$  на гидролиз  $\text{MgSO}_4$  при 16–18°C ничтожно и целиком лежит в пределах точности опыта. Это значит, что, вычитая в наших основных вышеописанных опытах из титра  $\text{MgSO}_4 + \text{CaCO}_3$  величину глухого опыта с  $\text{MgSO}_4$ , мы не искажаем истинной растворимости  $\text{CaCO}_3$  в растворах сульфата магния.

Поскольку в наших опытах гидролиз  $\text{MgCl}_2$  количественно был значительно ниже гидролиза  $\text{MgSO}_4$ , очевидно влияние на него  $\text{CaCO}_3$  было еще меньшим.

Все полученные в основных опытах данные сведены в табл. 9 и изображены для наглядности на рис. 7 и 8.

Таблица 8. Влияние  $\text{CaCO}_3$  на гидролиз  $\text{MgSO}_4$ 

| Концентрации солей                            | Щелочность наблюдения в мг-экв./л | Щелочность теоретическая в мг-экв./л | Разница в мг-экв./л |
|---|-----------------------------------|--------------------------------------|---------------------|
| 1. Контрольные опыты                          |                                   |                                      |                     |
| 1% $\text{MgSO}_4$                            | 0,196                             | -                                    | -                   |
| 3,5% $\text{MgSO}_4$                          | 0,261                             | -                                    | -                   |
| 8% $\text{MgSO}_4$                            | 0,316                             | -                                    | -                   |
| Раствор $\text{CaCO}_3$                       | 1,526                             | -                                    | -                   |
| 2. Смеси $\text{MgSO}_4 + \text{CaCO}_3$      |                                   |                                      |                     |
| 1% $\text{MgSO}_4 + \text{CaCO}_3$ (100 мл)   | 0,904                             | 0,959                                | -0,05               |
| 3,5% $\text{MgSO}_4 + \text{CaCO}_3$ (100 мл) | 0,981                             | 1,024                                | +0,04               |
| 8% $\text{MgSO}_4 + \text{CaCO}_3$ (100 мл)   | 1,15                              | 1,079                                | -0,08               |

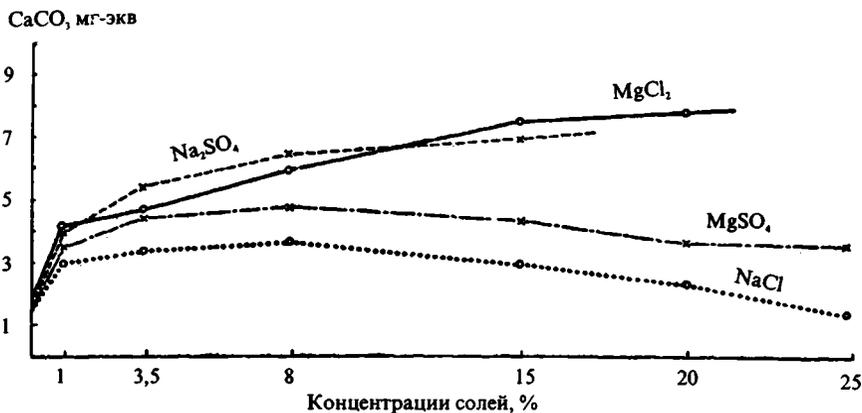
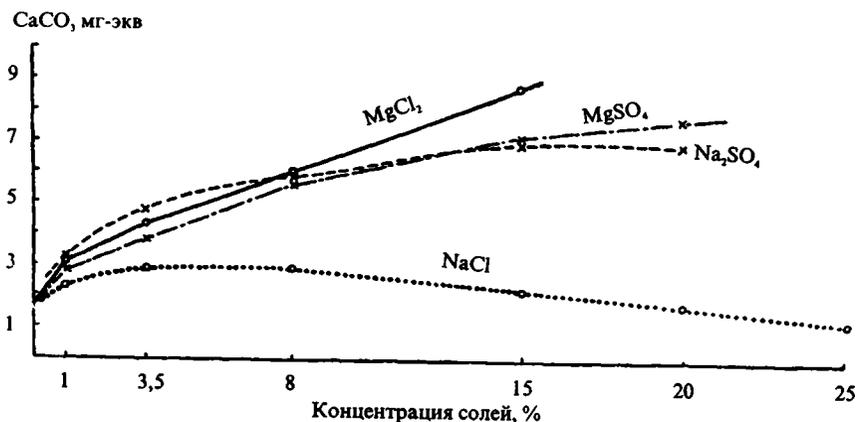
Рис. 7. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в солевых растворах при 16–18°CРис. 8. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в солевых растворах при 28–30°C

Таблица 9. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  при 18 и 30°C в равновесии с атмосферной  $\text{CO}_2$  в мг-экв./л

| А. Растворы $\text{NaCl}$                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |              |
|---|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------|
| $\text{NaCl}$ в % ....                    | 1               | 3,5             | 8               | 15              | 20              | 25              | Серии опытов |
| $T$ 16–18°C                               | 2,62<br>2,99    | 2,94<br>3,40    | 2,94<br>3,59    | 2,56<br>2,88    | 2,36<br>2,26    | 1,85<br>1,43    | I II         |
| $T$ 29–30°C                               | 2,43<br>2,37    | 2,79<br>2,81    | 2,84<br>2,87    | 2,48<br>2,20    | 2,17<br>1,74    | 1,70<br>1,39    | I II         |
| $\pm\Delta\text{CaCO}_3$ в мг-экв.        | -0,21 -<br>0,62 | -0,15 -<br>0,59 | -0,10 -<br>0,72 | -0,08 -<br>0,68 | -0,18 -<br>0,52 | -0,15 -<br>0,04 | I II         |
| pH при                                    | 8,2             | 8,2             | 8,2             | 8,2             | 8,2             | 8,0             | I            |
| 16–18°C                                   | 7,9             | 8,0             | 8,2             | 8,0             | 7,6             | 6,4(?)          | II           |
| pH при                                    | 8,5             | 8,6             | 8,6             | 8,5             | 8,4             | 8,3             | I            |
| 29–30°C                                   | 8,2             | 8,2             | 8,3             | 8,1             | 7,7             | 6,9(?)          | II           |
| $\pm\Delta\text{pH}$                      | +0,3<br>+0,3    | +0,4<br>+0,2    | +0,4<br>+0,1    | +0,3<br>+0,1    | +0,2<br>+0,1    | +0,3<br>+0,5    | I II         |
| Б. Растворы $\text{Na}_2\text{SO}_4$      |                 |                 |                 |                 |                 |                 |              |
| $\text{Na}_2\text{SO}_4$ в %              | 1               | 3,5             | 8               | 15              | 20              | 25              |              |
| $T$ 16–18°C                               | 3,99            | 5,48            | 6,48            | 6,98            | –               | –               |              |
| $T$ 28–30°C                               | 3,19            | 4,81            | 5,68            | 6,96            | 6,78            | –               |              |
| $\pm\Delta\text{CaCO}_3$ при повыш. темп. | -0,80           | -0,67           | -0,80           | –<br>0,02(?)    | –               | –               |              |
| pH при 16–18°C                            | 7,81            | 8,3             | 8,5             | 8,6             | –               | –               |              |
| pH при 28–30°C                            | 8,4             | 8,6             | 8,6             | 8,7             | 8,7             | –               |              |
| $\pm\Delta\text{pH}$ при повыш. темп.     | +0,61           | +0,3            | +0,1            | +0,1            | –               | –               |              |
| В. Растворы $\text{MgSO}_4$               |                 |                 |                 |                 |                 |                 |              |
| $\text{MgSO}_4$ в %                       | 1               | 3,5             | 8               | 15              | 20              | 25              |              |
| $T$ 16–18°C                               | 3,48            | 4,41            | 4,76            | 4,24            | 3,57            | 3,48            |              |
| $T$ 29–30°C                               | 2,93            | 3,84            | 5,54            | 7,07            | 7,53            | 9,34 (?)        |              |
| $\pm\Delta\text{CaCO}_3$ при повыш. темп. | -0,55           | -0,57           | +0,78           | +2,83           | +3,96           | +5,86           |              |
| pH при 16–18°C                            | 8,2             | 8,3             | 8,4             | 8,2             | 8,2             | 8,0             |              |
| pH при 29–30°C                            | 8,3             | 8,5             | 8,4             | 8,2             | 8,0             | 6,8             |              |
| $\pm\Delta\text{pH}$ при повыш. темп.     | +0,1            | +0,2            | 0,0             | 0,0             | -0,2            | -1,2            |              |
| Г. Растворы $\text{MgCl}_2$               |                 |                 |                 |                 |                 |                 |              |
| $\text{MgCl}_2$ в %                       | 1               | 3,5             | 8               | 15              | 20              | 25              |              |
| $T$ 16–18°C                               | 4,12            | 4,68            | 5,92            | 7,41            | 7,71            | –               |              |
| $T$ 29–30°C                               | 3,09            | 4,28            | 5,83            | 8,58            | 8,58            | 7,89            |              |
| $\pm\Delta\text{CaCO}_3$ при повыш. темп. | -1,03           | -0,40           | -0,09           | +1,17           | +0,77           | –               |              |
| pH при 16–18°C                            | 8,0             | 8,2             | 8,4             | 7,8             | 6,9             | –               |              |
| pH при 29–30°C                            | 8,2             | 8,2             | 8,3(?)          | 8,1             | 7,4             | 6,9             |              |
| $\pm\Delta\text{pH}$ при повыш. темп.     | +0,2            | 0,0             | -0,1(?)         | +0,3            | +0,5            | –               |              |

Оставляя пока в стороне влияние температуры (его мы разберем ниже), можно констатировать то существенное обстоятельство, что хотя все *взятые в опыт соли повышают растворимость  $\text{CaCO}_3$ , интенсивность этого позитивного влияния у разных солей неодинакова*. Наименьшее действие оказывает  $\text{NaCl}$ , причем вначале – до соленостей 7–8% – растворимость  $\text{CaCO}_3$  под его влиянием растет, позже – начинает падать и при высоких концентрациях  $\text{NaCl}$  спускается практически до исходной.  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{MgSO}_4$  оказывают гораздо более сильное позитивное влияние на растворимость  $\text{CaCO}_3$ , причем с увеличением минерализации раствора растворимость  $\text{CaCO}_3$  во всех случаях непрерывно растет, хотя и затухающими темпами. Абсолютные величины растворимости  $\text{CaCO}_3$  в этих солях очень близки. Характерно также, что влияние сульфатов и хлоридов на растворимость  $\text{CaCO}_3$  в группе щелочных и щелочноземельных металлов прямо противоположно. У щелочных металлов сульфаты действуют сильнее хлоридов, у щелочноземельных хлориды сильнее сульфатов.

К этим нашим наблюдениям можно добавить еще старые опыты Камерона, согласно которым *в группе щелочных металлов калиевые соли (сульфаты и хлориды) действуют на растворимость  $\text{CaCO}_3$  гораздо слабее, чем натриевые*, что хорошо видно на диаграмме (рис. 9), составленной по данным Камерона. Судя по этой диаграмме, растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах солей щелочных металлов вообще следует, по-видимому, очень простой общей закономерности; она возрастает прямо пропорционально силе кислотного радикала и обратно пропорционально щелочности связанного с этим радикалом металла.

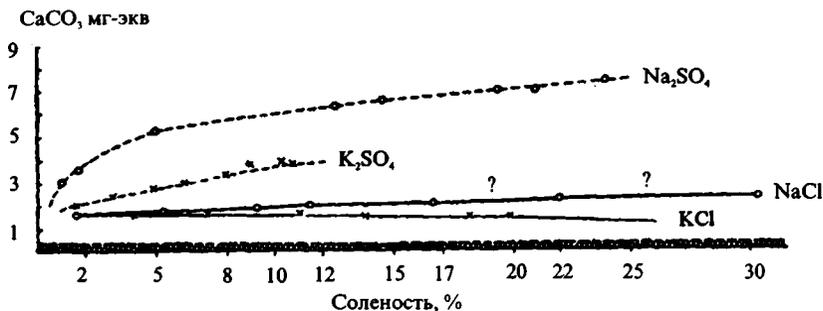


Рис. 9. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде и в растворах  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{K}_2\text{SO}_4$  и  $\text{KCl}$  при  $25^\circ\text{C}$  без  $\text{CO}_2$  (косая клетка) и в равновесии с воздухом (по данным Камерона и др.)

К соединениям щелочноземельных металлов эта формула, однако, неприменима.

В качестве солей с общим ионом были взяты  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , важные для дальнейшего, причем с сернокислым кальцием были поставлены опыты при  $18$ ,  $30^\circ\text{C}$ , а с  $\text{Na}_2\text{PO}_3$  лишь при  $30^\circ\text{C}$ .

Результаты их сведены в табл. 10 и 11. Кроме того, для наглядности они изображены на рис. 10.

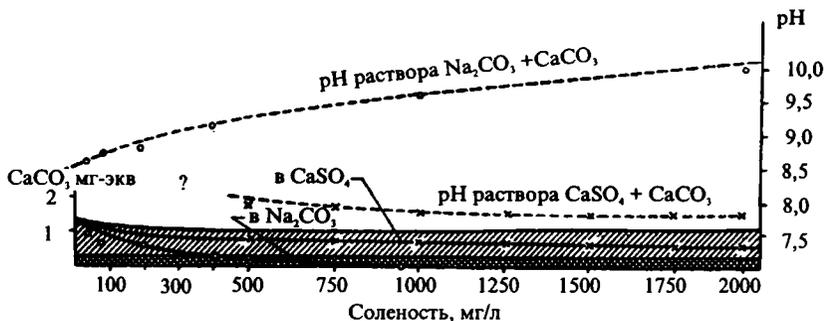
Из таблиц и диаграмм отчетливо видно, что как  $\text{CaSO}_4$ , так и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  понижают растворимость углекальциевой соли в тем большей степени, чем выше концентрация растворителя. Особенно сильно воздействие соды, которая уже при концентрации в 0,1% (1000 мг/л) фактически “запрещает” появление  $\text{CaCO}_3$  в растворе. Для наглядности, на диаграмме косой штриховкой показана растворимость  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде при  $18^\circ$  в присутствии ат-

Таблица 10. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  (в мг-экв.) в растворах  $\text{CaSO}_4$ 

| $\text{CaSO}_4$ в %                          | 0,05  | 0,075 | 0,1   | 0,125 | 0,150 | 0,175 | 0,2     | Сред-<br>няя |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|--------------|
| $T$ 18—19°C                                  | 1,15  | 0,96  | 1,08  | 0,89  | 0,76  | 0,76  | 0,96(?) | -            |
| $T$ 30°C                                     | 0,88  | 0,77  | 0,72  | 0,75  | 0,69  | 0,67  | 0,69    | -            |
| $\pm\Delta\text{CaCO}_3$ при<br>повыш. темп. | -0,27 | -0,19 | -0,36 | -0,14 | -0,05 | -0,09 | -0,27   | -0,2         |
| <b>pH растворов</b>                          |       |       |       |       |       |       |         |              |
| $T$ 18—19°C                                  | 7,5   | 7,4   | 7,5   | 7,4   | 7,5   | 7,4   | 7,5     | -            |
| $T$ 29—30°C                                  | 7,9   | 7,9   | 7,8   | 7,8   | 7,8   | 7,8   | 7,8     | -            |
| $\pm\Delta\text{pH}$ при по-<br>выш. темп.   | +0,4  | +0,5  | +0,3  | +0,4  | +0,3  | +0,4  | +0,3    | +0,35        |

Таблица 11. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  (в мг-экв.) в растворах  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  при  $T$  29–30 °C

| $\text{Na}_2\text{CO}_3$ в мг/л           | 40   | 80   | 200  | 700  | 1000 | 2000 | 6000 | 10000 | 20000 |
|---|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| $\text{CaCO}_3$                           | 1,01 | 0,70 | 0,72 | 0,26 | 0    | 0    | 0    | 0     | 0     |
| pH до растворения<br>$\text{CaCO}_3$      | 8,2  | 8,4  | 8,8  | 9,1  | 9,6  | 10,0 | 10,0 | 10,0  | 10,0  |
| pH после растворе-<br>ния $\text{CaCO}_3$ | 8,6  | 8,5  | 8,9  | 9,1  | -    | -    | -    | -     | -     |

Рис. 10. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  при 30°C в равнове-  
сии с воздухом. Косая клетка — растворимость  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде,  
лишенной  $\text{CO}_2$ ; косая штриховка — то же, в присутствии  $\text{CO}_2$ 

мосферной  $\text{CO}_2$ , а косой клеткой — растворимости  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной  
воде при 18°C без  $\text{CO}_2$ . Как видим, понижающее влияние  $\text{CaSO}_4$  таково, что в рас-  
творе еще присутствует углекальциевая соль в количествах, превышающих рас-  
творимость ее в дистиллированной воде без  $\text{CO}_2$ . Сода же изгоняет из раствора  
даже те порции  $\text{CaCO}_3$ , какие удерживаются в дистиллированной воде без  $\text{CO}_2$ .

Причина неодинаково сильного воздействия на растворимость углекаль-  
циевой соли  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  станет совершенно ясной, если обратиться к  
графику pH. В растворах соды он гораздо выше, чем в растворах  $\text{CaSO}_4$ .  
Именно это резкое повышение под влиянием  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  pH, т. е. резкое пониже-  
ние концентрации водородных ионов в растворе, и действует вытесняющим  
образом на  $\text{CaCO}_3$ .

Хотя аналогичного опыта с  $\text{MgCO}_3$  поставлено не было, но сомневаться в сходстве картины в данном случае едва ли возможно.

## 5. Правило растворимости $\text{CaCO}_3$ в сложных растворах солей

Характерной особенностью природных вод является то обстоятельство, что в составе растворенных солей имеются обычно как соли, повышающие растворимость  $\text{CaCO}_3$ , так и соли, понижающие ее, и таким образом истинная растворимость углекислородной соли является, так сказать, равнодействующей двух этих противоположных влияний. Как в этих условиях будет выглядеть реальная растворимость  $\text{CaCO}_3$  и какой из компонентов – повышающий или понижающий – будет являться главным и решающим, можно установить лишь соответствующими опытами, которые и были поставлены.

Чтобы в максимальной степени использовать опытные данные не только сейчас, но и в дальнейшем, опытные растворы были составлены таким образом, чтобы ближе всего воспроизводить конкретные природные воды. Были сделаны три серии растворов. В первой серии за отправной пункт был взят раствор, точно (за исключением, понятно, карбонатной части) воспроизводящий воду Черного моря. Во всех других растворах этой серии имитировались воды лиманов и соленых озер Черноморского побережья, взятые с таким расчетом, чтобы солености постепенно росли до крайних степеней осолонения. Так получился ряд: Черное море – оз. Карлавакское – оз. Донузлавское – оз. Б. Отар-Мойнакское – оз. Сакское – оз. Чокракское – оз. Керлеутское – оз. Старое. В этом ряду первые 5 образцов дают последовательные ступени осолонения черноморской воды, три последние – воду континентальных озер Черноморского побережья. Во второй серии опытные растворы отвечали по составу: начальный – каспийской воде, последующие – воде зал. Кайдак и зал. Кара-Богаз-Гол, каким он был в 1894 г., зал. Кара-Богаз-Гол, каким он был в 1934 г., оз. Эльтон (по анализам Фейгельсона) и оз. Куули (на Красноводском плато). Все образцы можно рассматривать как ряд последовательного осолонения (упариванием) воды Каспийского моря. В третьей серии фигурировали растворы, отвечающие воде Аральского моря, а также трех соленых приаральских озер (двух безыменных и оз. Восточного). Это ряд, отвечающий осолонению воды Аральского моря.

При изготовлении растворов, отвечающих аналитически установленным составам вод перечисленных бассейнов, оказалось, что для сильно минерализованных рап невозможно добиться растворения всех требуемых количеств солевых компонентов. Очевидно, некоторые из них в природных условиях находятся в пересыщенном состоянии, получить которое простым растворением нельзя. Нерастворившиеся соли были отфильтрованы, анализированы и по данным анализа внесены соответствующие поправки в исходные навески. Поправки эти, впрочем, оказались несущественными.

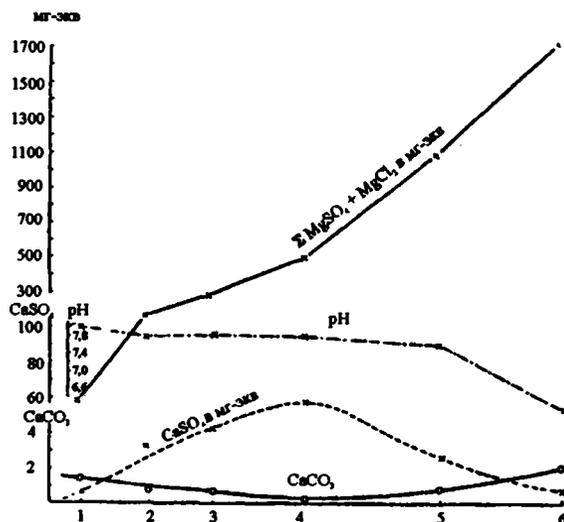
В приготовленные растворы было внесено по 1 г  $\text{CaCO}_3$  и все было оставлено стоять в комнате-термостате при  $30^\circ\text{C}$  с ежедневным 3-кратным энергичным помешиванием. Контроль окончания опыта – через 28–30 дней после закладки путем получения точно сходящихся титрований. В цифры окончательного титрования внесены поправки глухого опыта с  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$ , сообразно количествам их, имеющимся в растворе. Поправки эти колебались от 0,1 до 1,2 мг-экв и совершенно не нарушили общую цифровую картину титрований ни в одном случае; pH определялся по шкале Кларка.

Результаты представлены в табл. 12 и на диаграммах 11–13.

Чтобы сделать эти соотношения более наглядными, мною сопоставлены

Таблица 12. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  (в мг-экв.) в природных водах при  $T 30^\circ\text{C}$ 

| №п/п                       | Наименование бассейна                   | Соленость в % | $\text{CaSO}_4$ в % | $\text{MgSO}_4$ в % | $\text{MgCl}_2$ в % | $\text{NaCl} + \text{KCl}$ в % | Растворимость $\text{CaCO}_3$ в мг-экв. | pH по оконч. раств. |
|----------------------------|---|---------------|---------------------|---------------------|---------------------|--------------------------------|---|---------------------|
| <b>А. Черноморский ряд</b> |   |               |                     |                     |                     |                                |   |                     |
| 1                          | Черное море                             | 1,8           | 0,05                | 0,13                | 0,17                | 1,51                           | 1,45                                    | 8,0                 |
| 2                          | Оз. Карловское                          | 5,4           | 0,22                | 0,33                | 0,52                | 4,3                            | 0,75                                    | 7,8                 |
| 3                          | Оз. Донузлав                            | 9,07          | 0,28                | 0,59                | 0,81                | 7,25                           | 0,71                                    | 7,8                 |
| 4                          | Оз. Б. Отар-Мойнакское                  | 14,08         | 0,39                | 1,05                | 1,52                | 11,0                           | 0,30                                    | 7,74                |
| 5                          | Оз. Сакское                             | 21,28         | 0,16                | 1,94                | 3,55                | 15,3                           | 0,67                                    | 7,5                 |
| 6                          | Оз. Чокракское                          | 28,21         | 0,04                | 3,75                | 5,14                | 19,1                           | 1,77                                    | 6,38                |
| 7                          | Оз. Керлеутское.                        | 23,4          | 0,33                | Нет                 | 2,55                | 20,0                           | 0,12                                    | 6,38                |
| 8                          | Оз. Старое                              | 23,6          | 0,03                | 2,35                | 14,6                | 6,2                            | 4,78                                    | 6,90                |
| <b>Б. Каспийский ряд</b>   |   |               |                     |                     |                     |                                |   |                     |
| 9                          | Каспийское море                         | 1,29          | 0,09                | 0,3                 | 0,06                | 0,82                           | 1,06                                    | 7,81                |
| 10                         | Зал. Кайдак                             | 5,0           | 0,2                 | 1,23                | 0,27                | 3,25                           | 1,15                                    | 7,81                |
| 11                         | Зал. Кара-Богаз-Гол 1894 г.             | 16,4          | 0,18                | 2,75                | 2,24                | 10,9                           | 0,95                                    | 7,80                |
| 12                         | Зал. Кара-Богаз-Гол 1934 г.             | 22,3          | 0,09                | 2,61                | 2,60                | 15,8                           | 1,11                                    | 7,78                |
| 13                         | Оз. Куули                               | 29,0          | 0,10                | 8,00                | 8,26                | 12,9                           | 4,10                                    | 6,8                 |
| 14                         | Оз. Эльтон                              | 30,6          | 0,10                | 4,4                 | 16,8                | 8,9                            | 5,15                                    | 6,38                |
| <b>В. Аральский ряд</b>    |   |               |                     |                     |                     |                                |   |                     |
| 15                         | Аральское море                          | 0,97          | 0,14                | 0,26                | 0,006               | 0,57                           | 0,92                                    | 7,8                 |
| 16                         | Соленое озеро близ Аральского моря      | 7,49          | 0,21                | 2,45                | Нет                 | 5,83                           | 1,37                                    | 7,8                 |
| 17                         | Оз. Восточное                           | 25,96         | 0,66                | 2,4                 | 6,1                 | 16,8                           | 1,33                                    | 6,8                 |
| 18                         | Озеро близ Аральского моря (безыменное) | 29,44         | 0,02                | 9,0                 | 8,26                | 12,16                          | 3,75                                    | 6,38                |

Рис. 11. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  при осолонении воды черноморского типа при  $30^\circ\text{C}$   
1-6 - номера водоемов черноморского ряда

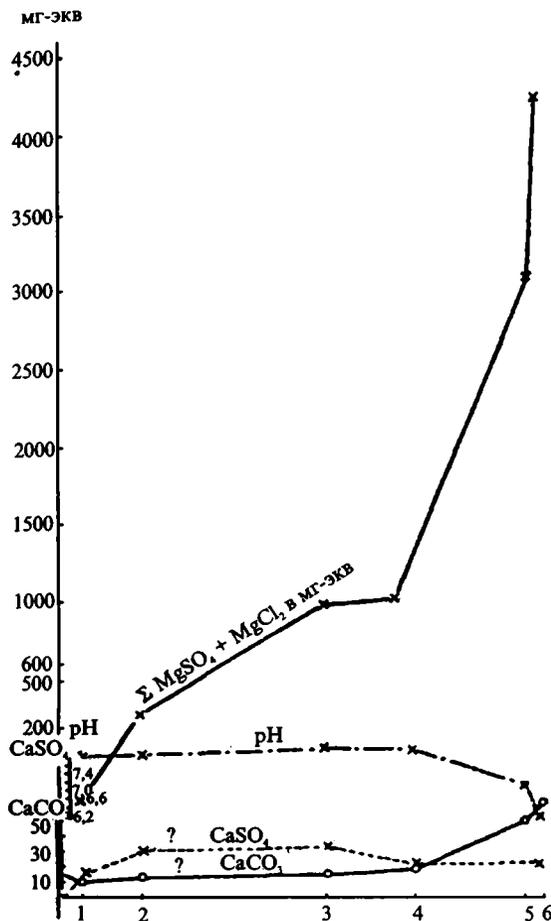
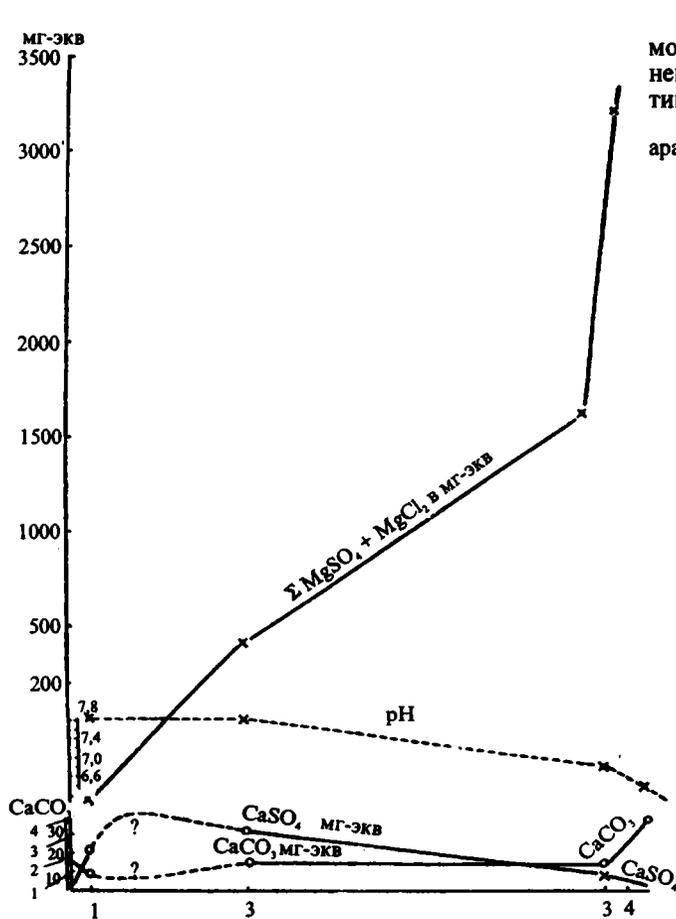


Рис. 12. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  при осолонении воды каспийского типа при  $30^\circ\text{C}$   
1–6 – номера водоемов каспийского ряда

количества  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  и  $\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2$  в одних и тех же измерениях – мг-экв/л.

При разборе приведенных материалов нужно иметь в виду, что  $\text{KCl} + \text{NaCl}$  являются солями, слабо действующими на растворимость  $\text{CaCO}_3$ . Поэтому влиянием их без ущерба для дела можно пренебречь и ограничиться в дальнейшем анализом роли двух групп, полярно действующих на  $\text{CaCO}_3$ : с одной стороны,  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$ , являющихся энергичными растворителями углекалциевой соли, с другой –  $\text{CaSO}_4$ , тормозящей ее растворение.

Подходя с этой точки зрения к цифрам табл. 12 и 13 и диаграммам (см. рис. 11–13), мы сразу же констатируем наличие двух замечательных фактов, чрезвычайно отчетливо выступающих во всех трех сериях опытов: 1) между поведением  $\text{CaCO}_3$  и солей  $\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2$ , усиливающих растворимость углекалциевой соли, нет ничего общего; их кривые в целом совершенно несравнимы и строго индивидуальны; 2) напротив, кривые  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$ , имеющих общий ион, теснейшим образом связаны друг с другом взаимобратной связью; когда в растворе накапливается  $\text{CaSO}_4$ , убывает количество  $\text{CaCO}_3$ , и наоборот. Эта взаимобратная связь выступает не только внутри каждой серии опытов, но и при сравнении этих серий одна с другой. Контролирующая роль  $\text{CaSO}_4$  по отношению к  $\text{CaCO}_3$  и здесь выступает настолько ярко, что едва ли требует дополнительных разъяснений.



Все эти соотношения можно выразить очень просто. В сложных растворах солей содержание и режим  $\text{CaCO}_3$  определяются наличием и режимом более растворимой соли, сернокальциевой, имеющей с  $\text{CaCO}_3$  общий ион; при этом кривые содержания  $\text{CaCO}_3$  по смыслу своему представляют смягченное зеркальное изображение кривых  $\text{CaSO}_4$ .

Формулировка эта легко допускает дальнейшее расширение. Припомним, что в растворе  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  по мере его концентрирования растворимость  $\text{CaCO}_3$  также резко падает до полного исчезновения из растворов ионов  $\text{Ca}^{2+}$ . Картина принципиально не меняется, если в растворе имеются еще  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{NaCl}$ . Более растворимой солью, имеющей с  $\text{CaCO}_3$  общий ион, является в этом случае сода и ее именно режим определяет, в противоположном смысле, весь режим растворимости  $\text{CaCO}_3$ . Мы не ставили (по техническим соображениям) опыты со смесями, где фигурируют, на фоне других солей,  $\text{CaSO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ . Но природные воды с такой карбонатностью нами изучались и подробно описаны в главе VI (часть вторая). Суть соотношений  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  там та же. Учитывая все это, можно принять в качестве общего закона, что в сложных растворах солей режим  $\text{CaCO}_3$  определяется целиком режимом более растворимой соли, имеющей с  $\text{CaCO}_3$  общий ион. Именно эта более растворимая соль является “командующей” (доминантной) и независимой в растворе; концентрации же  $\text{CaCO}_3$  зеркально (в смягченной форме) отражают режим ко-

Таблица 13. Связь растворимости  $\text{CaCO}_3$  с концентрациями  $\text{CaSO}_4$ 

| №п/п                       | Наименование бассейна                      | $\text{CaCO}_3$ в<br>мг-экв. | $\text{CaSO}_4$ в мг-<br>экв. | $\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2$ в<br>мг-экв. |
|----------------------------|--|------------------------------|-------------------------------|--|
| <b>А. Черноморский ряд</b> |  |                              |                               |  |
| 1                          | Черное море                                | 1,45                         | 7,4                           | 59,6   |
| 2                          | Оз. Карловское                             | 0,75                         | 32,3                          | 164  |
| 3                          | Оз. Донузлав                               | 0,71                         | 41,1                          | 268  |
| 4                          | Оз. Б. Отар-Мойнакское                     | 0,30                         | 57,3                          | 493  |
| 5                          | Оз. Сакское                                | 0,67                         | 23,0                          | 1067   |
| 6                          | Оз. Чокракское                             | 1,77                         | 6,0                           | 1701   |
| 7                          | Оз. Керлеутское.                           | 0,12                         | 48,4                          | 853  |
| 8                          | Оз. Старое                                 | 4,78                         | 4,4                           | 5273   |
| <b>Б. Каспийский ряд</b>   |  |                              |                               |  |
| 9                          | Каспийское море                            | 1,06                         | 13,2                          | 61,1   |
| 10                         | Зал. Кайдак                                | 1,15                         | 29,3                          | 261  |
| 11                         | Зал. Кара-Богаз-Гол 1894 г.                | 0,95                         | 26,5                          | 927  |
| 12                         | Зал. Кара-Богаз-Гол 1934 г.                | 1,11                         | 13,2                          | 990  |
| 13                         | Оз. Куули                                  | 4,10                         | 7,0                           | 3064   |
| 14                         | Оз. Эльтон                                 | 5,15                         | 5                             | 4255   |
| <b>В. Аральский ряд</b>    |  |                              |                               |  |
| 15                         | Аральское море                             | 0,92                         | 20,6                          | 44,5   |
| 16                         | Соленое озеро близ Араль-<br>ского моря    | 1,37                         | 31,0                          | 407  |
| 17                         | Оз. Восточное                              | 1,33                         | 8,8                           | 1681   |
| 18                         | Озеро близ Аральского моря<br>(безыменное) | 3,75                         | 3,0                           | 3231   |

ман্দующей (доминантной) соли. Действие остального солевого комплекса, всегда положительно влияющего на растворимость  $\text{CaCO}_3$ , в присутствии доминантной соли проявляется чрезвычайно слабо и неэффективно.

Едва ли нужно доказывать, что установленное нами правило растворимости  $\text{CaCO}_3$  в сложных растворах солей применимо не только к карбонатам кальция, но и к любой паре солей, имеющих общий ион и различных по растворимости. Здесь перед нами, очевидно, общее гидрохимическое правило, регулирующее соотношения солей (и ионов) в растворах природных вод и являющееся базой для истолкования эволюции солевого состава водоемов при их осолонении. Правило это есть, по существу своему, не что иное, как расширение закона Нернста на сложные растворы солей.

Зная его, легко заранее предугадать общий характер растворимости, например,  $\text{CaF}_2$  и других кальциевых или магниевых солей при осолонении природных вод.

Для теории образования магниезиальных карбонатов из закона доминантной соли вытекает, что в растворы типа тех, какие были употреблены в опытах, можно ввести (например, путем доливания и упаривания раствора) некоторые количества  $\text{MgCO}_3$ , которая имеет с  $\text{CaCO}_3$  общий ион, но более растворима, чем  $\text{CaCO}_3$ . При концентрировании таких растворов  $\text{MgCO}_3$  будет накапливаться, а  $\text{CaCO}_3$  убывать. Ниже будут описаны опыты, доказывающие реальность (при определенном питании) такого рода накопления  $\text{MgCO}_3$  в осолоняющейся морской воде. Для понимания генезиса доломитов это обстоятельство имеет существенное значение.

## 6. О некоторых деталях карбонатных равновесий $\text{CaCO}_3$ в растворах солей

Познакомившись с общими законами, контролирующими растворимость  $\text{CaCO}_3$  в солевых растворах, обратимся к некоторым деталям возникающих равновесий.

В обычных природных условиях растворение  $\text{CaCO}_3$  в соленых водах идет в присутствии  $\text{CO}_2$ . Поскольку последняя должна повышать растворимость  $\text{CaCO}_3$  в разной степени при разных температурах, то представлялось желательным выяснить величину влияния этого фактора и роль его в определении общей карбонатной емкости солевых растворов.

Табл. 14 содержит эмпирически найденные величины влияния  $\text{CO}_2$  на растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{NaCl}$ .

Таблица 14. Влияние  $\text{CO}_2$  на формирование карбонатной емкости солевых растворов

| Соленость<br>в % | Без $\text{CO}_2$                  | В присутствии $\text{CO}_2$        | $A_1-A_2$ (действию $\text{CO}_2$ ) |    | рН без $\text{CO}_2$ | рН в присутствии $\text{CO}_2$ |
|------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|----|----------------------|--------------------------------|
|                  | $\text{CaCO}_3$ в $A_1$<br>мг-экв. | $\text{CaCO}_3$ в $A_2$<br>мг-экв. |                                     |    |                      |                                |
| А. При 16-18°    |                                    |                                    |                                     |    |                      |                                |
| 1                | 0,78                               | 2,99                               | 2,21                                | 73 | 8,5                  | 7,9                            |
| 3,5              | 1,18                               | 3,40                               | 2,22                                | 65 | 8,7                  | 8,0                            |
| 8                | 1,40                               | 3,59                               | 2,19                                | 60 | 8,9                  | 8,2                            |
| 15               | 1,27                               | 2,88                               | 1,61                                | 55 | 8,9                  | 8,0                            |
| 20               | 1,18                               | 2,26                               | 1,08                                | 49 | 8,8                  | 7,6                            |
| 25               | 0,97                               | 1,43                               | 0,46                                | 32 | 8,5                  | 6,4(?)                         |
| Б. При 28-30°    |                                    |                                    |                                     |    |                      |                                |
| 1                | 0,98                               | 2,37                               | 1,39                                | 60 | 8,6                  | 8,2                            |
| 3,5              | 1,07                               | 2,81                               | 1,74                                | 62 | 9,0                  | 8,2                            |
| 8                | 1,39                               | 2,87                               | 1,48                                | 51 | 8,9(?)               | 8,2(?)                         |
| 15               | 1,18                               | 2,20                               | 1,02                                | 46 | 9,1                  | 8,1                            |
| 20               | 1,10                               | 1,74                               | 0,64                                | 36 | 9,0                  | 7,7                            |
| 25               | 0,95                               | 1,39                               | 0,44                                | 32 | 8,8                  | 6,9                            |

Из рассмотрения таблицы отчетливо вытекает, что в случае  $\text{NaCl}$  роль  $\text{CO}_2$ , поступающей из атмосферы, в формировании общей карбонатной емкости раствора достаточно велика. При низких соленостях (1%  $\text{NaCl}$ ) до 60–73% всей массы растворенного  $\text{CaCO}_3$  переводится в раствор именно благодаря участию  $\text{CO}_2$ . Но с повышением солености роль  $\text{CO}_2$  в формировании карбонатной емкости непрерывно падает и сходит (при 20–25%  $\text{NaCl}$ ) всего до 32–36%. Иными словами, с повышением минерализации раствора сами соли во все большей степени выходят на авансцену и становятся главным, решающим фактором растворимости  $\text{CaCO}_3$ ; роль же  $\text{CO}_2$  все падает. При повышении температуры роль  $\text{CO}_2$  также уменьшается, как и следовало ожидать. Характерно чрезвычайно резкое понижение рН раствора  $\text{CaCO}_3$ , образованного при воздействии на него атмосферной  $\text{CO}_2$ , что одинаково рельефно видно при всех температурах.

Для других солей, к сожалению, мы не можем произвести подобных расчетов, однако суть явления несомненно та же. Это вытекает из следующих сопоставлений. Максимальное влияние  $\text{CO}_2$  на дополнительную растворимость  $\text{CaCO}_3$  при 1 % солей составляет, судя по коэффициенту абсорбции, от 2,5 до

2,2 мг-экв в зависимости от температуры, а карбонатная емкость раствора при солях  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  равна 2,8–4,2 мг-экв; стало быть, повышение растворимости за счет  $\text{CO}_2$  составляет в этой начальной стадии минерализации воды от 80 до 50 % от общей карбонатной емкости ее.

В конечной стадии минерализации при 20% солей дополнительная растворимость  $\text{CaCO}_3$  под влиянием  $\text{CO}_2$  составляет (по коэффициенту абсорбции) около 1,5 мг-экв, а общая карбонатная емкость раствора подымается примерно до 7–8 мг-экв; таким образом, влияние  $\text{CO}_2$  обуславливает здесь всего около 20% общей массы растворенного  $\text{CaCO}_3$ . Иными словами, в случае  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  решающее влияние именно самой солевой массы на формирование карбонатной емкости проявляется еще более резко, чем в случае  $\text{NaCl}$ .

*Это обстоятельство имеет огромное значение для понимания сути карбонатного режима соленых природных вод.*

Выше (в разделе 1) было указано, что уменьшение коэффициента абсорбции  $\text{CO}_2$  и возрастание  $K_1$  и особенно  $K_2$  под влиянием солей, находящихся в растворе, неизбежно должно приводить к изменению соотношений между имеющимися в растворе свободной  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , т. е., другими словами, к изменению формы нахождения карбоната кальция в растворе и к изменению pH. Для морской воды это и было показано Г.Ваттенбергом (см. рис. 4). Представлялось, однако, интересным проследить эти изменения хотя бы на ограниченном числе примеров, но в достаточно большом интервале минерализации. В табл. 15 представлены эти данные.

**Таблица 15.** Формы нахождения углекальциевой соли в растворах солей

| MgSO <sub>4</sub> в % | CaSO <sub>4</sub> в мг-экв. | Форма карбонатного раствора          |                   | MgSO <sub>4</sub> в % | CaSO <sub>4</sub> в мг-экв. | Форма карбонатного раствора          |                   |
|-----------------------|-----------------------------|--------------------------------------|-------------------|-----------------------|-----------------------------|--------------------------------------|-------------------|
|                       |                             | Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>   | CaCO <sub>3</sub> |                       |                             | Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>   | CaCO <sub>3</sub> |
|                       |                             | от суммы растворенного вещества в %- |                   |                       |                             | от суммы растворенного вещества в %- |                   |
| 1                     | 3,48                        | 100                                  | 0                 | 0,0                   | 1,14                        | 100                                  | 0                 |
| 3,5                   | 4,41                        | 92                                   | 8                 | 0,28                  | 1,84                        | 100                                  | 0                 |
| 8                     | 4,76                        | ?                                    | ?                 | 0,52                  | 2,14                        | 100                                  | 0                 |
|                       |                             |                                      |                   | 1,17                  | 2,74                        | 94                                   | 6                 |
| 15                    | 4,24                        | 88                                   | 12                | 3,68                  | 3,76                        | 93                                   | 7                 |
|                       |                             |                                      |                   | 7,40                  | 4,28                        | 87                                   | 13                |
| 20                    | 3,57                        | 84                                   | 16                | 11,61                 | 4,56                        | 80                                   | 20                |
| 25                    | 3,47                        | 72                                   | 26                | 18,42                 | 4,90                        | 70                                   | 30                |
|                       |                             |                                      |                   | 21,37                 | 5,04                        | 69                                   | 31                |
|                       |                             |                                      |                   | 25,59                 | 5,34                        | 65                                   | 35                |

По Ф. Камерону

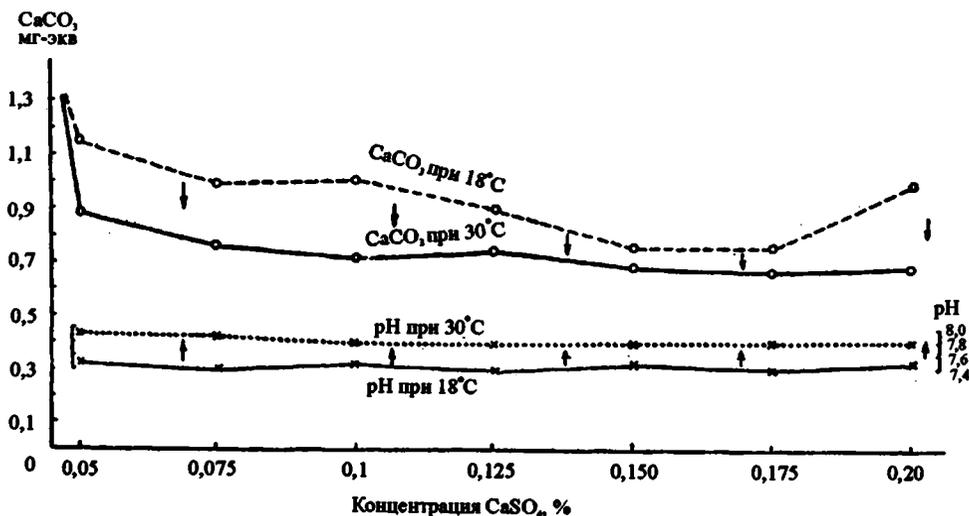
Из цифр видно, что с увеличением минерализации раствора бикарбонатный ион действительно все больше убывает и, следовательно, все большая масса растворенного  $\text{CaCO}_3$  принимает форму средней соли. При крайних ступенях осолонения эта средняя соль составляет до 1/3 всей массы растворенного углекислого кальция.

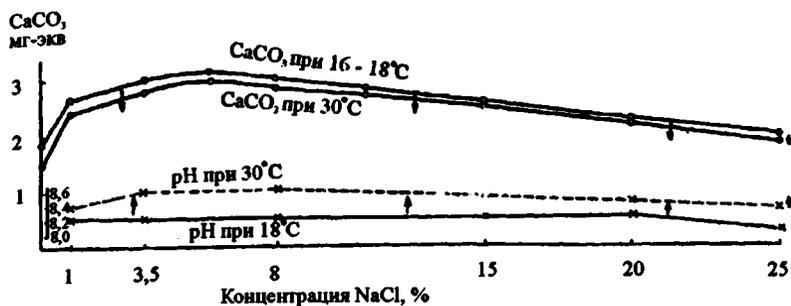
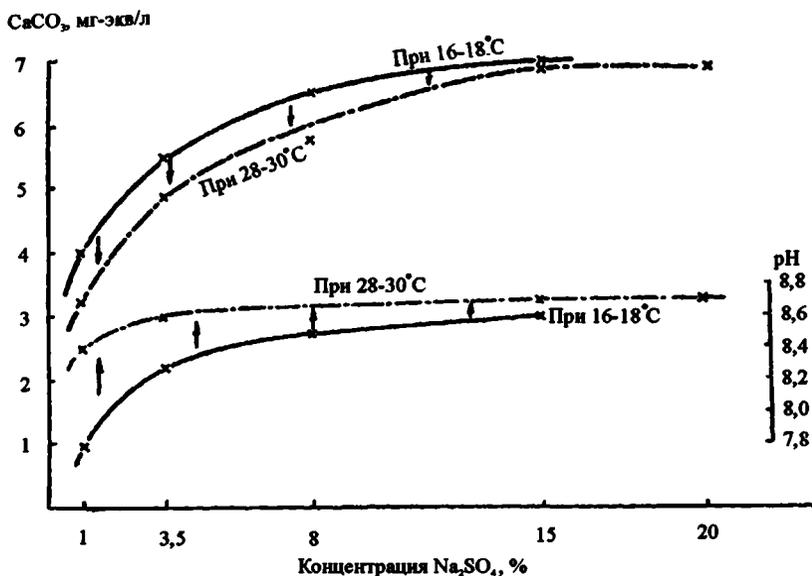
Влияние температурного режима на растворимость  $\text{CaCO}_3$  в простых растворах солей демонстрируют табл. 16 и рис. 14–18.

Из сравнения таблиц вытекает, что растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  во всех интервалах солёности подчиняется ранее установленному правилу: с повышением температуры растворимость  $\text{CaCO}_3$  падает, но в аб-

Таблица 16. Растворимость  $MgCO_3 \cdot 3H_2O$  при разных давлениях  $CO_2$  (по Клайну, 1929) в миллимолях (при  $25^\circ$ )

| $pCO_2$ в атм. | $Mg^{2+} \cdot 10^3$ | $HCO_3^- \cdot 10^3$ | $CO_3^{2-} \cdot 10^3$ | $OH^- \cdot 10^5$ | Твердая фаза         |
|----------------|----------------------|----------------------|------------------------|-------------------|----------------------|
| 0,000107       | 4,33                 | 4,88                 | 1,89                   | 3,84              | $Mg(OH)_2$           |
| 0,000113       | 4,45                 | 5,01                 | 1,95                   | 3,73              | "                    |
| 0,000170       | 5,77                 | 7,45                 | 2,05                   | 3,69              | "                    |
| 0,000179       | 5,93                 | 7,63                 | 2,12                   | 3,59              | "                    |
| 0,000197       | 6,58                 | 7,95                 | 2,61                   | 3,40              | "                    |
| 0,000210       | 7,08                 | 8,06                 | 3,05                   | 3,23              | "                    |
| 0,000233       | 7,80                 | 8,37                 | 3,61                   | 3,03              | "                    |
| 0,000251       | 8,07                 | 8,53                 | 3,80                   | 2,87              | "                    |
| 0,000310       | 10,13                | 11,84                | 4,21                   | 3,22              | "                    |
| 0,000376       | 12,96                | 14,04                | 5,94                   | 3,14              | "                    |
| 0,000380       | 13,55                | 14,32                | 6,39                   | —                 | $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ |
| 0,000510       | 14,37                | 17,10                | 5,82                   | —                 | "                    |
| 0,000680       | 15,12                | 18,72                | 5,76                   | —                 | "                    |
| 0,000845       | 15,66                | 19,90                | 5,71                   | —                 | "                    |
| 0,000887       | 15,93                | 20,46                | 5,70                   | —                 | "                    |
| 0,000930       | 16,24                | 21,19                | 5,65                   | —                 | "                    |
| 0,00160        | 18,59                | 26,98                | 5,10                   | —                 | "                    |
| 0,00334        | 22,10                | 35,48                | 4,36                   | —                 | "                    |
| 0,00690        | 25,07                | 44,68                | 2,73                   | —                 | "                    |
| 0,0150         | 31,37                | 60,22                | 1,16                   | —                 | "                    |
| 0,0432         | 46,01                | 89,98                | 1,02                   | —                 | "                    |
| 0,1116         | 62,66                | 123,6                | 0,85                   | —                 | "                    |
| 0,9684         | 213,5                | 426,9                | —                      | —                 | "                    |

Рис. 14. Растворимость  $CaCO_3$  растворах  $CaSO_4$  при  $18$  и  $30^\circ C$

Рис. 15. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{NaCl}$  при 16-18 и 30°CРис. 16. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  при 16-18 и 28-30°C

солотном выражении крайне незначительно – на  $1^\circ\text{C}$ . В растворах  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  низких концентраций (до 5–10%) растворимость  $\text{CaCO}_3$  при повышении температуры также падает (т. е. подчиняется общему правилу). Но при высокой минерализации  $\text{CaCO}_3$  ведет себя противоположно правилу; его растворимость не падает, а растет. Реально ли это явление или же оно является дефектом опыта, пока неясно. Нужно подчеркнуть, что во всех случаях влияние температуры на карбонатную емкость раствора ничтожно (на  $1^\circ$ ); в этом смысле влияние температуры на формирование карбонатной емкости природных вод далеко уступает не только влиянию (основной) солевой массы раствора, но и влиянию  $\text{CO}_2$ .

Чрезвычайно интересны данные по pH. Все исследованные в этом отношении растворы отчетливо распадаются на две группы. К первой относятся  $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$  (а также, вероятно,  $\text{KCl} + \text{K}_2\text{SO}_4$ ). У этих растворов pH изменяется прямо пропорционально количеству растворенного  $\text{CaCO}_3$ ; в частности, в случае раствора с  $\text{NaCl}$  pH вначале растет, затем падает, описывая кривую,

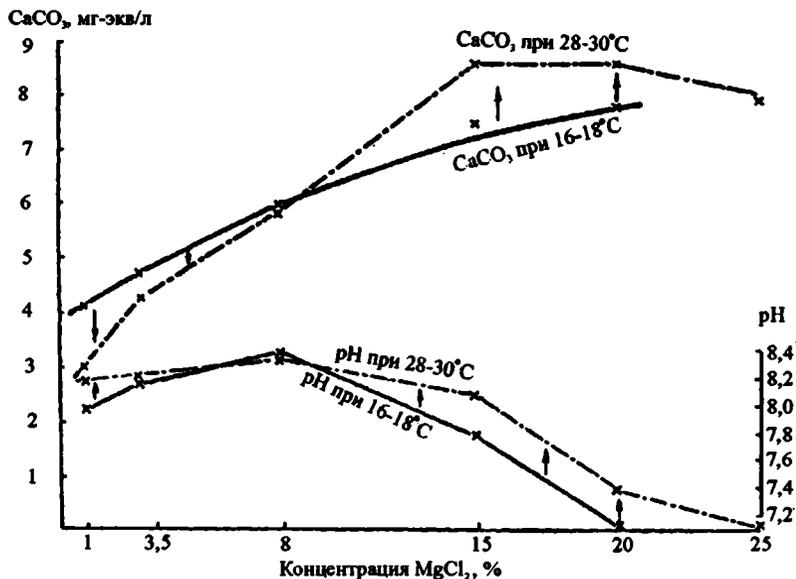


Рис. 17. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{MgCl}_2$  при 16-18 и 28-30°C

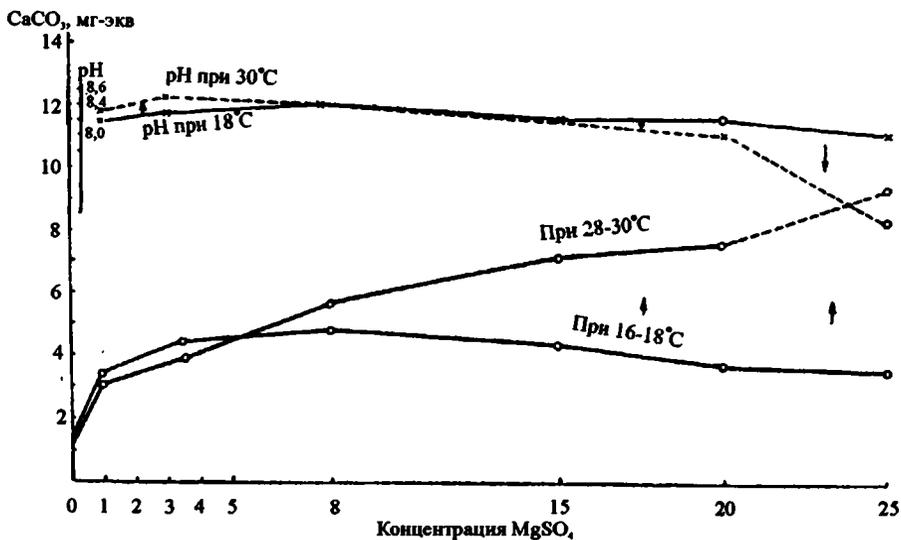
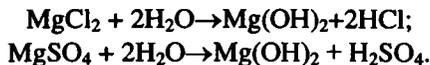


Рис. 18. Растворимость  $\text{CaCO}_3$  в растворах  $\text{MgSO}_4$  при 18 и 30°C

подобную кривой  $\text{CaCO}_3$  (см. рис. 15 и 16); в случае раствора  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  pH непрерывно растет, подобно росту  $\text{CaCO}_3$ . Но в растворах с  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  поведение pH в общем резко отличается от поведения  $\text{CaCO}_3$ . Вначале pH растет до соленостей примерно в 8%, а потом начинает падать, независимо от того, уменьшаются ли массы растворенного  $\text{CaCO}_3$  или, напротив, возрастают (как в случае с  $\text{MgCl}_2$ ). Таким образом, в то время как в солевых растворах с  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  pH сохраняет свое значение показателя соотношений масс  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , в растворах с  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  он лишается этой своей функции. Вдумываясь в возможные причины такого различия, следует иметь в виду,

что соли  $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$  строго нейтральны и, стало быть, не оказывают своего собственного влияния на величину pH; единственным фактором в данном случае являются карбонаты кальция, и изменения pH прямо отражают изменения их масс и форм нахождения. Соли же магния отличаются склонностью к гидролизу, распадаясь:



Появляющиеся  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  являются причиной кислой реакции растворов этих солей, которая тем выше, чем концентрированней раствор. Это обстоятельство и служит объяснением, почему во всех случаях pH карбонатных растворов с  $\text{MgSO}_4$  и  $\text{MgCl}_2$  при высокой минерализации всегда резко падает. Поскольку в природных соленых водах всегда имеется достаточно  $\text{MgSO}_4$  или  $\text{MgCl}_2$ , — естественно, что они имеют тенденцию к снижению своего pH, несмотря на большое количество растворенных в них карбонатов (с чем уже встречались выше и с чем встретимся в главе V).

При повышении температуры pH всех растворов, как следовало ожидать, всегда несколько повышается.

## 7. Об особенностях водных растворов $\text{MgCO}_3$

Выше было отмечено, что водные растворы  $\text{MgCO}_3$  подчиняются в общем тем же законам, что и растворы  $\text{CaCO}_3$ , но отличаются некоторыми характерными особенностями. Сейчас нам надлежит остановиться подробно на этих особенностях.

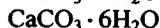
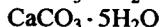
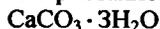
Первую специфическую черту  $\text{MgCO}_3$  сравнительно с  $\text{CaCO}_3$  составляет его ярко выраженная склонность давать основные соли в таких условиях, в которых  $\text{CaCO}_3$  дает соли средние. Это вытекает, прежде всего, из сравнительного обзора минеральных видов  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , встречающихся в природе.

Обзор минеральных видов углекислого магния, встречающихся в зоне осадкообразования

### I. Средние соли

1. Кальцит— $\text{CaCO}_3$
2. Арагонит— $\text{CaCO}_3$
3. Тонкозернистые формы, недостаточно минералогически изученные: фатерит, люблинит,  $\mu$ -кальцит и др.

### II. Кристаллогидраты



Встречены лишь в опытах и в тканях организмов; в природе не встречаются (?)

### III. Основные соли $\text{CaCO}_3$

В природе (и в эксперименте) не встречаются

### IV. Гидроокись Ca

В природе не встречается

### I. Средние соли

1. Магнезит— $\text{MgCO}_3$

### II. Кристаллогидраты

1. Несквегонит— $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
2. Лансфордит— $\text{MgCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Оба кристаллогидрата встречены в природе, причем лансфордит устойчив лишь при низкой температуре. Несквегонит является обычной формой лабораторно употребляемого углекислого магния

### III. Основные соли $\text{MgCO}_3$

1. Гидромагнезит— $3\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
2. Артинит— $\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
3. Гидроджиобертит—

$\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (смесь гидромагнезита с минералом неустановленной формулы)

### IV. Гидроокись магния

1. Брусит  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  (в разных модификациях)

Из таблицы видно, что в то время как углекислый кальций дает в зоне осадкообразования лишь разные кристаллографические модификации средней соли и совершенно не имеет ни основных солей, ни тем более гидратов окиси, у углекислого магния, напротив, имеется серия основных солей (гидромагнезит, артинит, гидроджиобертит), а также гидроокись – минерал брусит.

Большая легкость получения основных солей углекислого магния сравнительно с углекислым кальцием установлена и экспериментально. Так, Джонстон еще в 1915 г. указал [Johnston, 1915], что точка перехода  $MgCO_3$  в  $Mg(OH)_2$  отвечает (при  $T = 25^\circ$ ) давлению в 0,00037 атм  $CO_2$ , т. е. несколько превышает  $pCO_2$  в атмосфере. Поэтому обычно получаемый в лаборатории несквегонит, если не принять специальных мер предосторожности, всегда содержит примесь гидрата магния. В.Клайн, повторив исследования в 1929 г. [Kline, 1929], полностью подтвердил это определение. По его данным переход  $MgCO_3$  в  $Mg(OH)_2$  при наличии жидкой фазы  $MgCO_3$  происходит при  $pCO_2 = 0,00038$  атм.

Соответственно этому, внешний вид кристаллов  $MgCO_3 \cdot 3H_2O$  остается в ходе опытов неизменным вплоть до давлений, равных 0,00038; но “при более низких давлениях твердая фаза становится постепенно чрезвычайно тонкозернистой, выдавая тем самым переход карбоната в гидрат окиси магния; длительность опыта, однако, была недостаточна, чтобы доказать полный переход карбоната в гидрат”. Состав промежуточных (переходных) фаз, – по Клайну, – отличается изменчивостью и не отвечает известным в природе основным солям магния – артиниту или гидромагнезиту. Еще раз определили точку перехода  $MgCO_3$  в  $Mg(OH)_2$  Ваттенберг и Тиммерман [1937], причем сделали это отдельно для дистиллированной и для морской воды; они получили нижеследующие результаты (табл. 17).

Таблица 17. Переход  $MgCO_3$  в  $Mg(OH)_2$  (по Ваттенбергу и Тиммерману)

| № п/п | Растворитель  | Твердая донная фаза                    | pH   | Миллимоли $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ в литре |
|-------|---|--|------|--|
| 1     | Дистиллированная вода   | $MgCO_3 \cdot 3H_2O + Mg(OH)_2$<br>1:1 | 9,92 | 3,85                                   |
| 2     | То же, насыщенная $CO_2$  | $MgCO_3 \cdot 3H_2O + Mg(OH)_2$<br>1:1 | 9,90 | 3,85                                   |
| 3     | Раствор $MgCO_3$ в дистиллированной воде (170 миллимолей на литр) | $Mg(OH)_2$                             | 9,92 | 3,80                                   |
| 4     | Дистиллированная вода   | $Mg(OH)_2$                             | 9,90 | 3,85                                   |
| 5     | Морская вода  | $MgCO_3 \cdot 3H_2O + Mg(OH)_2$<br>1:1 | 9,50 | 3,08                                   |
| 6     | То же, выпаренная   | $MgCO_3 \cdot 3H_2O + Mg(OH)_2$<br>1:1 | 9,50 | 3,00                                   |
| 7     | Морская вода с 65 миллимолями $MgCO_3$ на литр                    | То же                                  | 9,50 | 3,08                                   |
| 8     | Морская вода  | $Mg(OH)_2$                             | 9,51 | 3,00                                   |

Таким образом, в дистиллированной воде, содержащей в растворе  $MgCO_3$ , точка перехода углекислой соли в  $Mg(OH)_2$  лежит при  $pH = 9,90-9,92$ ; в морской же воде уже при  $pH = 9,50-9,51$ .

Нетрудно видеть, что данные Ваттенберга и Тиммермана существенно отличаются от данных Джонстона и Клайна; особенно видно это на щелочном резерве, при котором  $MgCO_3$  переходит в  $Mg(OH)_2$ . У Клайна он равен почти

26 мг-экв, у Ваттенберга же и Тиммермана всего 7,7 мг-экв (3,85 миллимоля). Столь существенная разница неслучайна и не результат ошибки, а кроется в том, что Клайн определял, как видно из его текста, начало перехода средней соли  $\text{MgCO}_3$  в основную соль  $m\text{MgCO}_3 \cdot n\text{Mg(OH)}_2$ , а Ваттенберг – конец этого перехода и превращение основной соли углекислого магния в  $\text{Mg(OH)}_2$ .

В только что законченных исследованиях А.В.Казакова изучались обе точки перехода и получились результаты, хотя и не точно совпадающие с описанными выше, но близкие к ним. Во всяком случае, полностью вновь подтвердилось, что начало перехода  $\text{MgCO}_3$  в основные соли лежит при  $p\text{CO}_2$  более высоком, чем парциальное давление углекислоты в современной атмосфере.

Характер влияния солености на точку перехода  $\text{MgCO}_3$  в основные соли не изучался. Но можно думать, что при повышении концентрации солей точка перехода  $\text{MgCO}_3$  в  $\text{Mg(OH)}_2$  будет повышаться. Это целиком подтверждается наблюдениями над формой существования углекислого магния в природных осолоняющихся водоемах.

$\text{CaCO}_3$ , как мы видели выше, по мере осолонения раствора все больше переходит из бикарбонатной формы в монокарбонатную, но даже при содержании солей в 20–25% едва треть всей массы  $\text{CaCO}_3$  находится в средней, монокарбонатной форме; остальные две трети – бикарбонат  $\text{Ca(HCO}_3)_2$ . У  $\text{MgCO}_3$ , по определению В.П.Ильин-ского [1928], в рапе оз. Сакского наблюдается совсем иное, как это видно из следующих цифр

| Солености рапы | Формы углемагниевого соли                 |
|----------------|---|
| 11,7Ве         | $2\text{Mg(HCO}_3)_2 \cdot \text{MgCO}_3$ |
| 17,3Ве         | близка к $\text{MgCO}_3$                  |
| 28,4Ве         | $5\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2$    |
| 36,5Ве         | $3\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2$    |

Цифры достаточно говорят за себя.

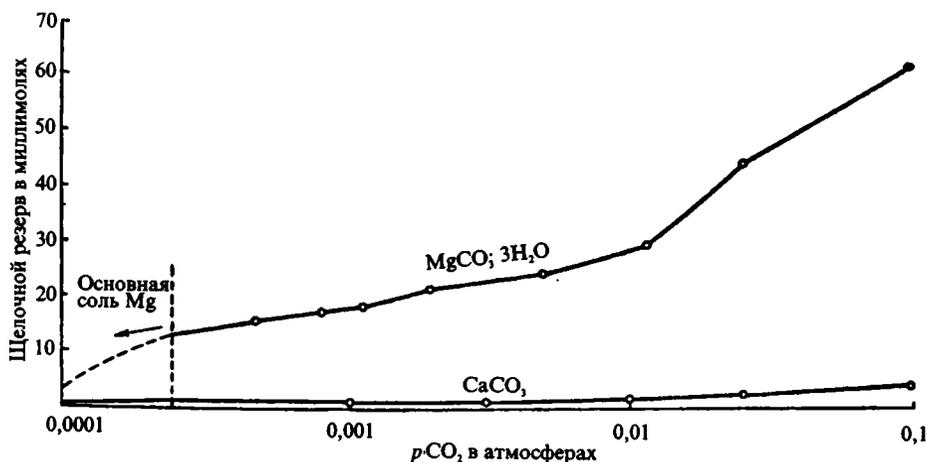
Большая легкость образования основных солей у магния сравнительно с кальцием может быть прекрасно иллюстрирована при помощи диаграммы Фрира и Джонстона, разобранный выше. Из диаграммы этой вытекает, что точка перехода  $\text{CaCO}_3$  в  $\text{Ca(OH)}_2$  в дистиллированной воде лежит при  $p\text{CO}_2 = 4 \cdot 10^{-7}$ . Углекислый же магний, как вытекает из приведенных минералогических данных, может давать устойчивые основные соли даже при обычных  $p\text{CO}_2$  в атмосфере, т. е. при  $3 \cdot 10^{-4}$ . Все соотношения между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  с этой точки зрения выглядят так, как будто в диаграмме Фрира и Джонстона кривые резко сдвинуты вправо по оси абсцисс, и то, что у  $\text{CaCO}_3$  происходит при очень малых  $p\text{CO}_2$ , у  $\text{MgCO}_3$  осуществляется лишь при гораздо больших давлениях углекислоты вплоть до максимальных, имеющихся в современной атмосфере. В сущности этот сдвиг, т.е. большая основность соединений  $\text{MgCO}_3$  при одном и том же  $p\text{CO}_2$ , легко понятен, поскольку Mg более сильный (т. е. более щелочной) металл, чем Ca. Для дальнейшего анализа, как увидим, эта особенность  $\text{MgCO}_3$  сравнительно с  $\text{CaCO}_3$  имеет весьма существенное значение.

Другой характерной особенностью углекислого магния сравнительно с  $\text{CaCO}_3$  является его склонность давать в обычных условиях температуры и давления кристаллогидраты, что наглядно видно из приведенной выше таблицы. В то время как кристаллогидраты  $\text{CaCO}_3$  в природе неизвестны, кристаллогидраты средней углемагниевого соли установлены – несквегонит и лансфордит; первый из них достаточно устойчив и является обычной формой лабораторного  $\text{MgCO}_3$ . Все же основные соли углекислого магния вообще существуют в гидратированной форме.

Указанная особенность  $MgCO_3$  – наклонность к образованию основных солей и кристаллогидратов – крайне затрудняет изучение растворимости  $MgCO_3$  и условий образования безводного магнезита. До настоящего времени единственно, что удалось установить, это растворимость несквегонита и условия выпадения его из раствора. Как видно из таблиц Клайна, а также Ваттенберга и Тиммермана (табл. 18), растворимость несквегонита при  $25^\circ C$  и различных давлениях  $pCO_2$  (или pH) значительна и превосходит растворимость  $CaCO_3$  в 14–15 раз (при всех  $pCO_2$  до 0,1 атм). Эти отношения хорошо видны из рис. 19.

**Таблица 18.** Растворимость  $MgCO_3 \cdot 3H_2O$  в дистиллированной воде при  $26^\circ C$  (по Ваттенбергу и Тиммерману)

| № п/п | Время в часах | pH   | $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ в миллимолях | № п/п | Время в часах | pH   | $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ в миллимолях |
|-------|---------------|------|-----------------------------------|-------|---------------|------|-----------------------------------|
| 1     | 6             | 7,07 | 219,6                             | 12    | 60            | 7,84 | 80,4                              |
| 2     | 6             | 7,09 | 219,2                             | 13    | 72            | 7,80 | 77,8                              |
| 3     | 5             | 7,09 | 218,2                             | 14    | 75            | 7,98 | 59,8                              |
| 4     | 75            | 7,27 | 177,5                             | 15    | 60            | 8,02 | 57,7                              |
| 5     | 60            | 7,36 | 168,6                             | 16    | 70            | 8,09 | 52,8                              |
| 6     | 60            | 7,41 | 155,7                             | 17    | 70            | 8,16 | 45,9                              |
| 7     | 65            | 7,41 | 150,4                             | 18    | 75            | 8,32 | 37,7                              |
| 8     | 60            | 7,42 | 141,3                             | 19    | 60            | 8,53 | 27,0                              |
| 9     | 60            | 7,58 | 110,7                             | 20    | 63            | 8,58 | 24,2                              |
| 10    | 60            | 7,63 | 105,1                             | 21    | 70            | 8,71 | 20,2                              |
| 11    | 75            | 7,64 | 105,8                             | 22    | 70            | 9,05 | 13,0                              |



**Рис. 19.** Сравнение растворимости  $MgCO_3 \cdot 3H_2O$  и  $CaCO_3$  при одинаковых условиях  $pCO_2$  и температуре;  $CaCO_3$  при  $17^\circ C$ , по Тильмансу и Шеперкло;  $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ , при  $25^\circ C$ , по Клайну

В силу трудностей экспериментального получения в обычных условиях безводного  $MgCO_3$  (магнезита) естественно, что данные по растворимости магнезита очень противоречивы и “нужно признать, – по словам Ваттенберга и Тиммермана [1937], – что равновесие (безводного  $MgCO_3$ ) с раствором до сих пор достигнуто не было”. Можно думать, далее, что “равновесие это едва ли может быть достигнуто, потому что природный и искусственный магнезит

настолько способны к реакциям, что раньше наступает гидратация в тригидрат или пентагидрат” (там же).

При таких условиях естественно встает вопрос: в какой же форме происходит выпадение  $\text{MgCO}_3$  из растворов в природных водоемах? И, в частности, может ли быть получен путем прямого химического осаждения из раствора наиболее распространенный магнезиальный карбонатный минерал доломит?

## 8. Об опытах получения доломита непосредственным осаждением из растворов $\text{CaCO}_3$ и $\text{MgCO}_3$

Этот вопрос занимает исследователей свыше 100 лет. Он послужил толчком для огромной экспериментальной работы. Однако и до сих пор ответ на него остается недостаточно ясным. Не претендуя на исчерпывающий обзор литературы, остановимся лишь на главнейших относящихся сюда экспериментах. Они могут быть сведены в 3 группы.

*К первой группе* относятся опыты испарения смешанных растворов  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  при разных условиях. Так, Шерер еще в 1866 г. пробовал получить доломит, смешивая в разных пропорциях растворенные  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  и выпаривая раствор при обычной температуре. Оба карбоната всегда оседали раздельно, образуя ромбоэдри кальцита и призмы кристаллогидрата углекислого магния. Сходные результаты были получены Горуп-Безанец, Гоппезейлер и Лейтмейром (1912). Последний выпаривал растворы  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  при температуре от 10 до 60°C, но доломита не получил: “Осаждались либо кальцит плюс гидраты углекислого магния, либо (при более высоких температурах) сферолиты, которые, вероятно, идентичны со смешанными солями Линка (см. ниже), но во всяком случае не были доломитом”. Опыты были повторены при тех же условиях температуры, но в присутствии разных концентраций  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaSO}_4$ , порознь взятых; было применено слегка повышенное давление  $\text{CO}_2$ ; длительность опыта была от немногих часов до более чем годовая. Всегда получались указанные выше результаты.

Очень интересны опыты Ван-Тюиля [1914]. Растворы  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  смешивались в эквимолекулярных количествах, чтобы получить в смеси те же соотношения, что в нормальных доломитах. Раствор был оставлен испаряться при обычной температуре в течение месяца. Было установлено, что карбонаты садятся раздельно с преобладанием  $\text{CaCO}_3$  над  $\text{MgCO}_3$ , причем последний осаждался в виде несквегонита ( $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ). Отрицательные результаты были получены даже и тогда, когда в смеси, приготовленные вышеописанным образом, помещался кристалл доломита и испарение происходило при наличии этой “затравки”. Кристалл не рос и доломита в осадке не обнаруживалось. Доломит не был получен и тогда, когда в эксперименте употреблялся раствор, полученный от растворения доломитового порошка, и в этот раствор помещался в виде затравки доломитовый кристалл; не помогало и приливание концентрированных растворов  $\text{NaCl}$  и магниевых солей.

К сожалению, во всех этих опытах не хватает, с современной точки зрения, элементарных вещей: определения pH раствора и контроля за этой величиной, а также определения величины и состава щелочного резерва в ходе опытов и в конце их. Однако даже и при наличии указанных дефектов, описанные опыты очень интересны, ибо они охватили большой интервал условий и давали всегда один и тот же отрицательный результат. Можно сказать с уверенностью, что при простом испарении растворов  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в очень разных соотношениях и при разных температурах в условиях обычного в атмосфере содержания  $\text{CO}_2$  доломит не садится.

Во второй группе опытов брались либо смеси кальциевых и магниевых солей, либо какая-либо природная соленая вода, к которым приливались растворы соды или двууглекислого аммония; опыт велся при разных температурах, иногда с испарением; полученный осадок исследовался на наличие доломита. В таком направлении работали Пфафф (1894–1907), Линк [1909] и Митчелл [1923]. Опыты Пфаффа [1894] были многочисленны и разнообразны. К растворам  $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2$ , с одной стороны, и  $\text{CaCl}_2 + \text{MgSO}_4$  – с другой, приливалась сода и смеси выпаривались на водяной бане. Доломита не получалось. К искусственно полученной морской воде добавлялся углекислый аммоний и смесь испарялась на водяной бане; двойной соли  $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$  не возникло. Раствор  $\text{CaCO}_3$  в углекислой воде обрабатывался раздельно раствором  $\text{MgCl}_2 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  и раствором  $\text{MgSO}_4 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ ; испарение опять не дало доломита. Прибавление  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  к растворам  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  также было безрезультатно. Отрицательный результат был получен и тогда, когда концентрированный раствор  $\text{CaCO}_3$  и *magnesia alba* был обработан  $\text{CO}_2$  и выпарен. Но когда предыдущий опыт был повторен с заменой  $\text{CO}_2$  на  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  и раствор был выпарен на песчаной бане при температуре около  $140^\circ\text{C}$  к концу испарения, был получен кристаллический осадок, трудно растворимый в слабых кислотах. Был ли он доломитом, сказать трудно. Характерно, однако, что испарение на водяной бане раствора, приготовленного таким же путем, успехом не увенчалось: осадок легко растворялся в разбавленных кислотах. Из изложенного видно, что большая работа Пфаффа (правда, проведенная в значительной мере по случайному плану) не привела к положительному результату: доломита с применением соды или углекислого аммония ему получить не удалось.

Не вполне ясные результаты получил и Г. Линк.

Решающие опыты его состояли в следующем.

1.  $50 \text{ см}^3$  молярного раствора  $\text{MgCl}_2$  и молярного раствора  $\text{MgSO}_4$  смешивались со  $150 \text{ см}^3$  полуторамолярного раствора кислого углекислого аммония. Раствор оставался прозрачным. Затем присоединялось  $100 \text{ см}^3$  молярного раствора  $\text{CaCl}_2$  и вся смесь встряхивалась. При этом освобождалось некоторое количество свободной  $\text{CO}_2$  и возникал плотный студневидный осадок. При подогревании до  $30^\circ\text{C}$  он быстро кристаллизовался, при температуре же от  $50$  до  $60^\circ$  кристаллизация происходила почти моментально. Микроскопирование осадка показало, что он нацело состоит из круглых или овальных сферолитов, которые часто срastaются по два; иногда сферолиты недоразвиваются. Двупреломление у сферолитов диаметром в  $5\text{--}6 \mu$  очень слабо, оптический характер кристаллов положительный. Удельный вес  $2,6\text{--}2,7$ . Высушивание при  $110^\circ\text{C}$  не изменяло свойств сферолитов. Состав их почти точно отвечает доломиту, принимая во внимание, конечно, погрешности анализа. Учитывая, однако, несовпадение свойств этого осадка с настоящим доломитом, Линк все же не считает полученное им тело за доломит, а за какое-то промежуточное тело, из которого может развиваться доломит.

2. Описанный опыт был повторен, но с одним существенным изменением. После внесения в раствор вышеописанного типа кальциевой соли, он помещался в трубки, которые затем запаивались и осторожно нагревались в течение нескольких часов при температуре около  $40\text{--}50^\circ\text{C}$ . Полученный осадок количественно почти точно отвечал осадку первого опыта. Он однородный, состоит целиком из сильно двупреломляющих сферолитов с отрицательным оптическим характером. В разбавленной уксусной кислоте, несмотря на свою тонкозернистость, на холоду почти нерастворим, в то время как осадки предыдущего опыта хотя медленно, но растворялись. Предварительный анализ дал:  $\text{MgCO}_3\text{--}44,8\%$ ,  $\text{CaCO}_3\text{--}49,5\%$ . Удельный вес больше  $2,72$ , но точно не

был определен. “Нет никакого сомнения, – заключает Линк, – что здесь мы имеем доломит. Но возник ли он непосредственно (прямым путем) или путем видоизменения вышеупомянутой модификации осадка – неясно. Я пока что склоняюсь к последнему” [Linck, 1909, с. 238–239]. Таким образом, впервые мы сталкиваемся с опытом, давшим как будто положительный результат. Линк был настолько вдохновлен этим успехом, что объявил: “Я думаю, что можно с полной ответственностью (mit gutem Gewissen) утверждать: проблема доломитообразования принципиально решена”. Однако достоверность результатов Линка уже через год (в 1910 г.) была подвергнута сомнению Мейгенем: повторив опыты Линка, он получил продукты иного, чем у Линка, состава и легко растворимые в уксусной кислоте, т. е. не отвечавшие осадкам Линка.

В 1913 г. тот же отрицательный результат был получен учеником Линка – К. Шмидтом. Он тщательно повторил все опыты Линка и показал, что вплоть до температуры  $60^\circ\text{C}$  получаются карбонатные осадки меняющегося состава в зависимости от температуры и концентрации исходных растворов. Эти смеси и есть то, что Линк назвал доломитом (Dies war also Linck's Dolomit); истинная природа их, однако, не доломитная (несовпадение оптических свойств), почему сами смеси такого рода часто стали называться в литературе Lincksches Mischsalsz – “смешанной солью Линка”. Двумя годами позже Г. Лейтмейер [1916] еще раз подтвердил, что при повторении опытов Г. Линка “получил осадки, которые совсем не подходили к описанию Линка; ромбоэдров таким путем из разбавленных растворов создать не удастся”.

Из этих данных видно, что доломита Г. Линк не получил и что его самоуверенное заявление о “принципиальном решении доломитной проблемы” не отвечало сути дела.

Интересные опыты были описаны А.Э. Митчеллом [1923]. В колбу с  $500\text{ см}^3$  искусственной морской воды, лишенной  $\text{MgCl}_2$  и карбонатов, очень медленно, капля за каплей (из 2 бюреток), приливались  $1/25N$ , раствор  $\text{MgCl}_2$  и насыщенный раствор бикарбоната кальция – по  $100\text{ см}^3$  каждого; раствор  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  был получен растворением  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  при давлении  $\text{CO}_2$ , равном атмосферному. Осадка не выпадало даже через несколько дней. Затем раствор был подщелочен  $10\text{ см}^3\ 1/20N$  раствора соды; осадок появился по истечении 6 часов после приливания соды и удвоился по объему спустя неделю. Зерна имели чрезвычайно неправильный вид и были столь малы по размерам, что не допускали точного определения их оптических свойств, за исключением того, что показатель преломления их был слегка выше 1,69, а двойное лучепреломление очень высокое. Вещество не было кристаллогидратом и не имело основного характера. Найдено:  $\text{CaO} = 26,50\text{--}26,45$ ;  $\text{MgO} = 25,10\text{--}25,10$ ;  $\text{CO}_2 = 48,61\text{--}48,58\%$ , что отвечает  $47,17\ \text{CaCO}_3$  и  $52,83\%\ \text{MgCO}_3$ . Между тем содержание  $\text{MgCO}_3$  в случае доломита должно быть всего  $37,93\%$ . Таким образом, был получен заведомо не доломит.

Были выполнены другие эксперименты, в которых пропорции реагентов варьировали в широких пределах. И хотя результаты не всегда хорошо сходились друг с другом и не всегда были воспроизводимы, в общем было все же найдено, что при условии невысокой щелочности раствора, т. е. при  $\text{pH} = 7\text{--}9$  и при концентрации кальциевых и магниевых солей до  $1/10N$  продукт реакции при  $25^\circ\text{C}$  был очень сходен с полученным в опытах Линка. Вещество состояло из сферолитовых агрегатов с показателем преломления, близким к доломитовому: двупреломление всегда высокое. Анализы показали, что осадки мало варьировали по составу и были очень близки к осадкам, полученным Г. Линком (табл. 19).

Эта близость к осадкам Линка, судя по изложению Митчелла, являлась для

Таблица 19. Состав магниезальных солей

| Карбонат           | N/50  | N/20   | N/15   | N/10   | Осадки Линка |
|--------------------|-------|--------|--------|--------|--------------|
| %CaCO <sub>3</sub> | 55,50 | 55,23  | 55,41  | 55,60  | 54,8         |
| %MgCO <sub>3</sub> | 44,26 | 44,80  | 44,85  | 44,60  | 44,8         |
| Сумма              | 99,76 | 100,03 | 100,26 | 100,20 | 99,6         |

него одним из важнейших критериев доломитной природы полученного сферолитового карбоната. Но в действительности соли Линка, как указывалось выше, были признаны вовсе не за доломит, а за смеси – Lincksches Mischsalz – переменного состава. Это обстоятельство заставляет усомниться: действительно ли и Митчелл получил доломит? Бесспорных доказательств доломитной природы осадка Митчеллом, во всяком случае, не дано. При сферолитовой природе осадка и его тонкозернистости точное оптическое определение констант невозможно, и смесь кристаллов CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> в сферолите могла дать суммарные показатели, напоминающие доломитные. Е. В. Рожкова (по ее устному сообщению), повторив опыты Митчелла, не получила доломита. В другой серии опытов равные объемы: 1) раствора, содержащего эквивалентные количества CaCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub>, и 2) децинормального раствора соды – по капле вводились, как и раньше, в литр искусственной морской воды с таким расчетом, что за 8 часов приливалось около 500 см<sup>3</sup>. Через две недели, когда около 300 см<sup>3</sup> воды испарилось, был получен очень тонкозернистый осадок. Насколько можно было установить под микроскопом, он был почти бесструктурен, хотя и определенно анизотропен. Показатель преломления 1,63. Состав: H<sub>2</sub>O = 14,81–14,62–14,75%; CaO = 23,51–23,59–23,82%; MgO = 16,20–16,14–16,23%; CO<sub>2</sub> = 46,00–46,03–45,97%. Состав этот – по Митчеллу – близко отвечал формуле CaCO<sub>3</sub> · MgCO<sub>3</sub> · H<sub>2</sub>O и был похож на гидродоломит, описанный у Дельтера [1912, с.364]. Однако, по недавним исследованиям Кайер [1943а,б], гидродоломит, как обособленный минерал, не существует, а является механической смесью CaCO<sub>3</sub> и гидромагнезита. Отсюда следует, что и во второй серии опытов Митчелла образовывалась не какая-то разновидность доломита, а, как обычно в опытах, смесь кальцита с основной солью углекислого магния. Итак, несмотря на утверждения авторов о получении ими доломита, мы должны, по-видимому, признать, что и во второй группе экспериментов доломит на деле получен не был, а получались (в зависимости от условий), то смеси CaCO<sub>3</sub> и гидратов MgCO<sub>3</sub>, то смеси CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> в переменных количествах или так называемая “смешанная соль Линка”. Смеси первого типа возникали при испарении растворов; смеси второго типа – в опытах без применения испарения.

К третьей группе относятся опыты, в которых к солевым растворам разной концентрации или к природным водам приливается раствор Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> и происходит выпаривание смеси при разных температурах. По идее условия этих опытов наиболее близко отвечают природным условиям водоемов засушливой зоны, в которых, как известно, доломиты часто образовывались в геологическом прошлом и образуются иногда и теперь.

Один из наиболее ранних опытов этого рода, относящихся еще к 1840 г., принадлежит Форхгаммеру. Прибавляя к кипящей морской воде раствор CaCO<sub>3</sub>, он получал осадок, состоящий на 87,77% из CaCO<sub>3</sub> и на 12,23% из MgCO<sub>3</sub>. При прибавлении к смеси еще и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, количество MgCO<sub>3</sub> в осадке подымалось до 27,93%. Неясно, однако, получался ли при этих условиях доломит.

В 1880 г. проф. А.Вериго воспроизвел эти опыты при изучении солевого состава рапы Куяльницкого и Хаджибейского лиманов. “Если подвергнуть

кипячению солончаковую воду (с пересыпи, отделяющей Куяльницкий лиман от моря.— Н. С.),— писал А.Вериго,— то долгое время никакого выделения не происходит, а затем выделяется не углекислая известь, а гидрат магнезии. Такое же явление происходит и при медленном выпаривании солончаковой воды. Если к такой прокипяченной, выделившей некоторое количество магнезии, солончаковой воде прибавить раствор двууглекислой 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. Ясно, что при этом известь, бывшая в форме двууглекислой, завладевает серною кислоту, обращаясь в гипс, и вытесняет магнезию, которая при кипячении выделяется в виде гидрата, а при медленном выпаривании — в виде углекислой соли"... "Это справедливо до такой степени, что мне удалось искусственно обратить соляную массу (Черного) моря в соляную массу Хаджибейского лимана, посредством повторенного несколько раз прибавления к морской воде раствора двууглекислой извести и кипячения; при этом выделение гидрата магнезии происходит до тех пор, пока в жидкости есть еще серная кислота, не связанная с известью". Из этой цитаты явствует, что никакой двойной соли  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$  автор не получил. Опыты А.Вериго интересны еще и тем, что они впервые в русской литературе демонстрируют так называемую реакцию Гайдингера, правда, — не называя ее таким именем.

Много лет позже, в 1917 г., аналогичные опыты были описаны Н.С.Курнаковым и С.Ф.Жемчужным [1917]. Так как эти опыты часто цитируются, но излагаются неточно, я воспроизведу их описание полностью.

"100 см<sup>3</sup> (122,5 г) керлеутской рапы обрабатывались в течение четырех недель при 22–30° С избытком раствора бикарбоната кальция, содержавшего в 100 см<sup>3</sup> 0,05 г  $\text{CaCO}_3$ . Через жидкость временами пропускался ток углекислого газа; раствор сгущался периодически до 120–150 см<sup>3</sup>, после чего к нему снова прибавлялась двууглекислая кальциевая соль в растворенном состоянии. По окончании реакции, добавлением воды, жидкость приведена к первоначальному объему, причем получено 2,66 г белого яснокристаллического осадка. Состав последнего оказался следующим:  $\text{CaCO}_3$ — 90,86%,  $\text{MgCO}_3$ —8,30%,  $\text{CaSO}_4$ —0,74%. Появление  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$  в осадке является признаком осуществления реакции обмена, совершавшейся по уравнению:



К тому же самому заключению приводит сравнение анализов жидкости до и после обработки бикарбонатом кальция. В 100 частях рапы, приведенной к первоначальному объему, найдено:

|                   | До обработки, % | После обработки, % |
|-------------------|-----------------|--------------------|
| NaCl              | 14,86           | 14,81              |
| MgCl <sub>2</sub> | 9,60            | 9,57               |
| MgSO <sub>4</sub> | 1,25            | 0,92               |
| CaSO <sub>4</sub> | 0,10            | 0,22               |

Эти данные показывают, что после 4-недельной обработки двууглекислым кальцием содержание  $\text{MgSO}_4$  в рапе заметно уменьшилось (на 0,33%), а количество  $\text{CaSO}_4$  возросло. Числа же для хлористых соединений магния и натрия, как и можно было ожидать, остались почти неизменными. Отсюда следует, что двууглекислая кальциевая соль вступает при данных условиях прежде всего в реакцию с сернокислым магнием, образуя гипс и углекислый магний. При взаимодействии последнего вещества с растворенным углекислым кальцием возможно образование в осадке двойной соли — доломита". Из приведенной цитаты видно, что истинная минералогическая природа карбонатов, получен-

ных в опыте, определена не была, и мысль о возможном образовании доломита была высказана Н.С.Курнаковым и С.Ф.Жемчужным лишь в виде гипотезы со ссылкой в примечании на Линка. Это обстоятельство должно быть подчеркнuto, так как в руках некоторых литологов гипотетическое умозаключение авторов превратилось в достоверное получение доломита по реакции Гайдингера, что, как видим, совершенно не отвечает фактам.

Ввиду неясности в вопросе о том, что же именно возникает при медленном испарении природной воды, питаемой растворами  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , мною, совместно с Д.А.Виталь была вновь поставлена соответствующая серия опытов.

В качестве исходных растворов были взяты смеси солей, точно отвечающие по составу воде: 1) трех озер содового типа (оз. Рублево, оз. Танатар VI и Танатар I, отличающихся друг от друга только концентрацией солей); 2) озера Балхаш, в его восточной части, где происходит обильное образование доломита; 3) озера Донузлав и залива Кара-Богаз-Гол, из которых в первом садится лишь  $\text{CaCO}_3$  с ничтожной долей доломита, а во втором – кальцит и магнезит. Таким образом, в опыт взяты все существующие ныне типы карбонатного режима водоемов. Искусственно приготовленная вода каждого из озер была разлита в 32 чашки по  $250 \text{ см}^3$  в каждую чашку и поставлена медленно испаряться при  $18\text{--}30^\circ \text{C}$ .

Испарение достигалось тем, что чашки были помещены в вытяжном шкафу на 4 металлических ящиках, наполненных песком и обогревавшихся снизу каждый электрической плиткой, причем между дном ящика и плиткой оставалось пространство в 10 см. Нагрев плиткой происходил лишь в течение 10 часов в каждые сутки, благодаря чему температура колебалась в шкафу ежесуточно от 18 до  $30\text{--}32^\circ \text{C}$ , что в общем отвечало природным условиям испарительного процесса. По мере испарения в чашки приливался раствор карбонатов, причем в каждую первую чашку каждого озера приливалась вода, содержащая только  $\text{CaCO}_3$ ; в каждую вторую чашку – вода с  $\text{CaCO}_3$  и 20 %  $\text{MgCO}_3$  от суммы карбонатов, а в каждую третью чашку каждого озера  $\frac{1}{3}$  вода, в которой  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  находились в эквимолекулярных соотношениях. К сожалению, вскоре обнаружилось, что в чашках с концентрированной содовой водой, отвечающей озерам Танатар VI и I, сода стала образовывать “накипь” – новосадку выше уровня воды, а иногда и переходила за край чашки и терялась, так что в этой части опыты оказались с известным дефектом. Одновременно терялась, конечно, и часть вносимых в чашки карбонатов, что, впрочем, едва ли могло сказаться сколько-нибудь заметно на качественном составе оставшихся в осадке карбонатов. Опыт длился 9 месяцев, по истечении которых осадок в каждой чашке был собран, отмыт от  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , высушен и взвешен. Химический анализ его показал следующие результаты (табл. 20).

При изучении таблицы анализов оставим пока в стороне опыты первой группы, в которых приливался только  $\text{CaCO}_3$ . В остальных анализах нельзя не обратить внимания на то, что везде и всегда количества  $\text{CO}_2$  значительно не хватает для насыщения  $\text{MgO}$ ; остается избыток последней, достигающий иногда 2,5–5,0% от массы навески или до 25–50% от всей определенной  $\text{MgO}$ . В то же время низкие суммы анализов говорят о наличии в составе карбонатов гидратированных форм. Все это указывает, что в составе карбонатов имеются какие-то основные соли  $\text{MgCO}_3$ .

Оптическое исследование осадков, проведенное Л.В.Токаревым, открыло весьма интересную картину, которую мы опишем несколько подробнее по разным типам исходной воды.

В опытах с содовой водой разной степени осолонения (отвечающей озерам Рублево, Танатар VI, Танатар III) основную подавляющую массу осадков составлял кальцит весьма разнообразной формы: в виде ромбоэдрических кри-

Таблица 20. Состав карбонатных осадков, полученных при выпаривании искусственных смесей, отвечающих природным водам

| Наименование бассейна | Исходные                  |       | Прибавлено в г    |                   |       | Вес полученного осадка в г | Состав осадка в % |                   |      | MgO/              |                   | После опыта               |     |
|-----------------------|---------------------------|-------|-------------------|-------------------|-------|----------------------------|-------------------|-------------------|------|-------------------|-------------------|---------------------------|-----|
|                       | щелочной резерв в мг-экв. | pH    | CaCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | Σ     |                            | CaCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | MgO  | MgCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> | щелочной резерв в мг-экв. | pH  |
| Оз. Балхаш            |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| I серия опытов        | 9,12                      | 8,8   | 1,532             | —                 | 1,532 | 1,732                      | 97,5              | —                 | 0,75 |                   |                   | 10,32                     | 8,9 |
| II " "                | 9,12                      | 8,8   | 1,295             | 0,324             | 1,619 | 1,521                      | 87,44             | 4,68              | 2,65 | 0,57              |                   | 29,48                     | 10  |
| III " "               | 9,12                      | 8,8   | 1,119             | 0,940             | 2,059 | 1,820                      | 62,64             | 24,87             | 2,79 | 0,11              |                   | 29,05                     | 9,2 |
| Оз. Рублево           |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| II серия опытов       | 19,75                     | 9,2   | 0,944             | 0,236             | 1,180 | —                          | 91,61             | —                 | 3,79 |                   |                   | 36,53                     | 9,2 |
| III " "               | 19,75                     | 9,2   | 1,494             | 1,255             | 2,749 | 2,700                      | 53,34             | 30,02             | 5,61 | 0,18              |                   | 23,77                     | 9,2 |
| Оз. Танатар VI        |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| II серия опытов       | 2,284                     | >10,0 | 1,252             | 0,313             | 1,565 | 1,27                       | 91,31             | —                 | 1,38 |                   |                   | —                         | >10 |
| III " "               | 2,284                     | >10,0 | 1,817             | 1,817             | 3,343 | 2,44                       | 70,94             | 18,66             | 3,22 | 0,17              |                   | —                         | >10 |
| Оз. Танатар I         |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| II серия опытов       | 2487,4                    | >10,0 | 1,252             | 0,313             | 1,565 | 1,326                      | 89,02             | 4,74              | 0,07 | 0,01              |                   | —                         | >10 |
| III " "               | 2487,4                    | >10,0 | 1,109             | 0,932             | 2,041 | 1,223                      | 79,63             | 9,38              | 2,69 | 0,21              |                   | —                         | >10 |
| Оз. Донузлав          |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| I серия опытов        | 3,65                      | 8,0   | 1,561             | —                 | 1,561 | —                          | 96,50             | —                 | 0,34 |                   |                   | 4,86                      | 8,1 |
| II " "                | 4,10                      | 8,1   | 1,013             | 0,253             | 1,266 | —                          | 94,98             | 0,26              | 0,61 | 2,3               |                   | 13,70                     | 8,8 |
| III " "               | 5,88                      | 8,3   | 0,965             | 0,811             | 1,776 | —                          | 86,75             | 4,10              | 2,48 | 0,60              |                   | 23,07                     | 9,0 |
| Зал. Кара-Богаз-Гол   |                           |       |                   |                   |       |                            |                   |                   |      |                   |                   |                           |     |
| I серия опытов        | 0,81                      | 7,7   | 1,427             | —                 | 1,427 | 1,112                      | 95,04             | —                 | 0,59 |                   |                   | 5,4                       | 8,7 |
| II " "                | 0,81                      | 7,7   | 1,166             | 0,291             | 1,457 | 1,330                      | 83,70             | 7,15              | 0,60 | 0,08              |                   | 7,0                       | 8,5 |
| III " "               | 0,81                      | 7,7   | 1,090             | 0,916             | 2,006 | 1,585                      | 73,61             | 15,02             | 3,06 | 0,20              |                   | 16,65                     | 8,7 |

Примечание. В I серии опытов приливался раствор CaCO<sub>3</sub>; во II серии — раствор CaCO<sub>3</sub> с 20% MgCO<sub>3</sub>, от суммы карбонатов; в III серии — раствор, содержащий CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> в эквимолекулярных количествах.

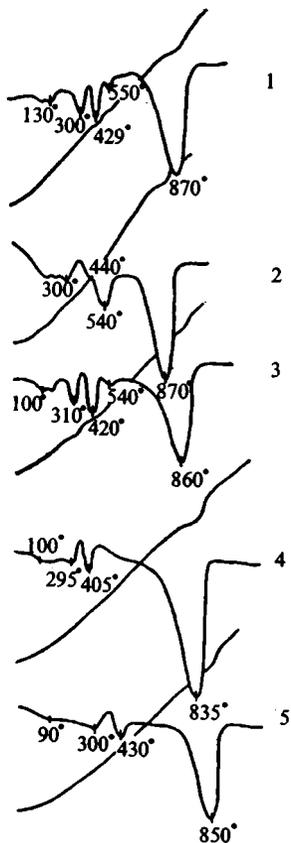


Рис. 20. Термограммы осадков, полученных при опытах испарения воды разного состава

1 – озеро Рублево; 2 – озеро Танатар; 3 – озеро Балхаш; 4 – озеро Донузлав; 5 – залив Кара-Богаз-Гол

сталлов размерами от почти 0,01 мм до 0,02–0,1 мм, мелких сферолитов (0,1–0,02 мм), полусферолитов, отдельных секторов сферолитов, а также мелких сноповидных пучков удлиненных кристаллов. У хорошо оформленных кристаллов показатель преломления типично кальцитовый, 1,658–1,659; у сферолитов несколько повышенный, около 1,670–1,671, что указывает, по-видимому, на некоторую подмесь к кальциту еще и  $MgCO_3$ . Кристаллических индивидуумов, а также и агрегатов, которые давали бы характерные показатели преломления доломита, встречено не было совсем. Но зато во всех опытах II серии, а особенно в опытах III серии были обнаружены сгустки изотропного вещества размерами до 0,1 мм, показатель преломления которых был около 1,525–1,526, иногда же 1,545–1,546. В этих сгустках были включены мельчайшие (<0,01 мм) кристаллики кальцита. Характерно, что количество указанных сгустков аморфного вещества всегда росло с увеличением избыточного  $MgO$  в осадке. Очевидно, мы имеем здесь дело как раз с еще аморфными, нераскристаллизованными основными солями  $MgCO_3$ , что не противоречит и низкому их показателю преломления, свойственному кристаллическим их разностям.

В опытах с балхашской водой в I серии были получены только кальцитовые образования в точности тех же форм, что и в содовых озерах: во II и III сериях (с приливанием  $MgCO_3$ ) всегда оказывались аморфные сгустки, причем в III серии их было гораздо больше, чем во II. Характерно,

что в то время как показатель преломления кристаллов был в точности кальцитовый (1,658–1,659), суммарный показатель преломления радиально-лучистых сферолитов был заметно повышен и равнялся приблизительно 1,669; показатель преломления сгустков около 1,523–1,529, в редких случаях 1,545–1,546. Образцы из опытов с водой Донузлава и Кара-Богаз-Гола в точности повторяют балхашские, почему мы и не будем отдельно их характеризовать.

Итак, оптика установила в осадках всех опытов присутствие весьма разнообразных форм кальцита (как нормального – в кристаллах, так и с повышенным показателем преломления – в сферолитовых агрегатах), присутствие аморфных сгустков вещества, вероятно основных солей  $MgCO_3$ , и полное отсутствие доломита.

Для проверки и уточнения полученных результатов Д.А.Виталь были сделаны для всех осадков также термограммы; наиболее типичные из них изображены на рис. 20.

Как легко убедиться, ни на одной из термограмм нет и признаков эндоостановок, отвечающих доломиту. Но зато отчетливо видны остановки при 270–300°, 415–420° и 510–515°C, причем на одних термограммах видны только первые две, а на других – все три. По имеющимся в литературе данным Кайер [1943a,b] первые две остановки характерны для артинита, последняя является магнезитовой, но в сочетании с остановкой 415–430° может означать и гидромагнезит. Таким образом, магнезиальные соединения в наших опытах действительно представлены основными карбонатами типа артинита и гидромагнезита (или несквегонита), при полном отсутствии доломита. Этот вывод подтвержден и реакцией Файгля, давшей положительный результат. При проведении соответствующей процедуры осадки I серии опытов (с приливанием только  $\text{CaCO}_3$ ) не окрашивались вовсе; осадки II серии (с приливанием небольших количеств  $\text{MgCO}_3$ ) окрашивались слабо и, как правило, пятнисто: одни зернышки, отвечающие аморфному веществу, окрашивались очень ярко, другие, отвечающие кристаллам кальцита, не окрашивались совсем. Осадки III серии всегда окрашивались в яркий лилово-красный цвет из-за обилия в них комочков аморфных основных солей  $\text{MgCO}_3$ .

Итак, по всей совокупности приведенных данных можно считать установленным, что в наших опытах, являвшихся проверкой серии прежних неудачных экспериментов и в максимальной степени приближенных к природной обстановке, непосредственно из раствора, путем его испарения, доломит не осаждается. Вместо доломита садятся смеси  $\text{CaCO}_3$  и основных солей  $\text{MgCO}_3$  переменного состава. Чем же объясняется эта невозможность получения доломита в эксперименте, наиболее отвечающем современным природным условиям? Причина лежит, возможно, в том, что при испарении давление  $\text{CO}_2$  в растворах, особенно содержащих соли и имеющих повышенную температуру, недостаточно высоко (ниже чем 0,0004), что и заставляет  $\text{MgCO}_3$ , при его склонности давать гидратированные основные соли, оседать именно в такой форме. В илу, в процессах диагенеза, давление  $\text{CO}_2$ , как известно, увеличивается, и это обстоятельство ведет, с одной стороны, к полному усреднению углекислого магнезия, а с другой – к перераспределению вещества и к образованию доломита. Заметим, что по данным Митчелла [1923], образование грамм-молекулы доломита сопровождается поглощением 4 калорий тепла. Поскольку в процессах диагенеза разложение органического вещества сопровождается освобождением энергии, то можно думать, что доломитообразование из усредненных солей  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  представляет собою один из тех контрпроцессов, поглощающих часть освобождающейся энергии, которые, согласно принципу М. Шателье, должны иметь место в ходе диагенеза. Если все эти соображения верны, доломит при современной концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере должен быть всегда минералом диагенетическим даже там, где (как в оз. Балхаш) он накапливается массами и может производить впечатление первичного осадка. Понятно, что такое толкование применимо для прошлых эпох лишь относительно недавнего времени, обладавших атмосферой того же состава, что сейчас. В очень глубоком прошлом, когда  $\text{CO}_2$  в воздухе было много, обстоятельства могли быть иными; для тех эпох идея первичного осаждения доломита из воды может оказаться верной.

Помимо изложенного, опыты, проведенные мною и Д. Виталь, обнаружили еще несколько принципиально интересных фактов.

Интересно прежде всего, что даже тогда, когда к выпаривающемуся раствору приливалась вода, содержащая только  $\text{CaCO}_3$ , в карбонатном осадке всегда оказывалась небольшая порция  $\text{MgO}$ , порядка 0,3–0,7%. Так как карбонатные осадки были перед анализом отмыты от  $\text{Cl}^-$ , а пробы на  $\text{SO}_4^{2-}$  нигде не обнаружили его в осадках, то, стало быть,  $\text{MgO}$  находится в составе осад-

ков не в виде  $MgCl_2$  и не в виде  $MgSO_4$ . Проще всего допустить, что формой нахождения  $MgO$  в кальцитовом осадке является твердый раствор  $MgCO_3$  или, вернее, основной соли  $MgCO_3$  (недостаток  $CO_2$  с этой точки зрения объясняется неточностью анализа). Если все это так, то мы стоим перед фактом большой важности, смысл которого состоит в том, что садка  $CaCO_3$  из пересыщенных растворов, содержащих магниевые соли, всегда сопровождается в природных условиях небольшим захватом  $Mg$  или основной соли  $MgCO_3$  (?). В процессах диагенеза этот захваченный  $MgCO_3$  переходит, вероятно, в форму доломита, образуя рассеянные кристаллы его в карбонатной массе. Так легко и без натяжек объясняется тот давно известный факт, что самые чистые известняки (до мела включительно) всегда содержат небольшую (до 0,5–1,5%) примесь  $MgCO_3$ . Эта примесь характерна не только для морских карбонатных пород, но и для пресноводных известняков (озерных и травертинов). Тем самым еще больше подчеркивается геохимическое значение захвата небольших порций  $Mg$  кальцитом, химически осаждающимся из пересыщенных растворов.

Другое обстоятельство, ясно вытекающее из опытов, заключается в том, что с изменением состава питающего раствора меняется и состав выпавшего осадка. Действительно, в чашках, куда вносилась вода с 20%  $MgCO_3$  (от суммы карбонатов), магниевые соединения составляли 0,5–6% от осадка; в чашках же, куда  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  вносились в эквимолекулярных количествах, магниевые соединения составляли уже от 7 до 25%. Переводя это на язык природных соотношений, можно сказать, что чем больше вносится  $MgCO_3$  в бассейн, тем больше накапливается его в осадке.

И, наконец, последний факт. Хотя с повышением  $MgCO_3$  в составе воды, приливавшейся в чашки, содержание его в осадке также росло, *но всегда процент  $MgCO_3$  в осадке был ниже, чем соответственно во вносимой воде*. Это происходило от того, что значительная доля  $MgCO_3$  удерживалась в опытных растворах, повышая их щелочной резерв. Это имело место и в Балхаше, и в Донузлаве, и в Кара-Богаз-Голе. В двух последних случаях резкое повышение щелочного резерва за счет накопления в воде  $MgCO_3$  особенно интересно и важно, так как эти водоемы содержат  $CaCO_3$  в стадии насыщения и, кроме того, еще  $CaSO_4$ , который, казалось, должен был бы служить непреодолимым препятствием для накопления  $CaCO_3$  по реакции:



Однако в действительности накопление  $MgCO_3$  в этих растворах происходит, и это стоит в полном согласии с правилом, установленным в разделе 4 настоящей главы. Согласно этому правилу, из двух солей, имеющих общий тон, накопление в растворе будет затруднительно для соли, имеющей меньшую растворимость (в данных условиях); напротив, накопление в растворе более растворимой соли не будет тормозиться наличием соли с малой растворимостью, имеющей с более растворимой общий ион. Поскольку  $MgCO_3$  более растворим, чем  $CaCO_3$ , накопление углекислого магния осуществляется беспрепятственно в присутствии насыщенного раствора углекислого кальция и даже в присутствии  $CaSO_4$ . По общим законам растворения, наличие  $CaSO_4$  (как соли, не имеющей с  $MgCO_3$  общего иона) должно также благоприятствовать растворению  $MgCO_3$ .

Оба только что отмеченные обстоятельства имеют, как увидим далее, существенное значение для понимания протекавших в прошлом и идущих сейчас процессов доломитообразования.

## 9. О некоторых общих свойствах водных растворов карбонатов Ca и Mg

Для правильного понимания условий карбонатообразования в природных условиях необходимо, помимо изложенного выше, знать еще некоторые общие физико-химические особенности карбонатных растворов. Особенности эти следующие: медленность процесса растворения  $\text{CaCO}_3$ , буферность его растворов, большая устойчивость (метастабильность) его пересыщенных концентраций, медленность и сложный ход процессов перехода жидкой фазы карбоната в твердую.

Чрезвычайно интересные наблюдения над ходом растворения  $\text{CaCO}_3$  были поставлены Уэллом [1915].

Он помещал в дистиллированную воду достаточно чистый кальцит и затем ежедневно на протяжении многих дней продувал в течение 1–2 часов через раствор воздух, содержащий углекислоту. Титрование проб этого раствора дало следующие результаты (табл. 21).

Таблица 21. Быстрота растворения  $\text{CaCO}_3$  в дистиллированной воде

| Длительность опыта в днях | Количество $\text{CaCO}_3$ в мг/л недосыщенного раствора в соприкосновении с кальцитом при $1^\circ\text{C}$ | Длительность опыта в днях | Количество $\text{CaCO}_3$ в мг/л недосыщенного раствора в соприкосновении с кальцитом при $1^\circ\text{C}$ |
|---------------------------|--|---------------------------|--|
| 0                         | 25   | 30                        | 74   |
| 1                         | 33   | 32                        | 75   |
| 2                         | 47   | 34                        | 75   |
| 3                         | 61   | 39                        | -  |
| 8                         | -  | 43                        | -  |
| 11                        | 62   | 50                        | 76   |
| 13                        | -  | 51                        | -  |
| 14                        | 72   | 53                        | -  |
| 18                        | 73   | 55                        | -  |
| 21                        | -  | 56                        | -  |
| 22                        | 72   | 71                        | -  |
| 27                        | 76   |                           |  |

Как видим, состояние насыщения наступало лишь через 27 дней после начала опыта. При этом растворение  $\text{CaCO}_3$  вначале происходит быстро, а потом все более замедляющимися темпами, так что кривая хода растворения приближается к параболе.

Аналогичные результаты получились и в наших опытах. Насыщение  $\text{CaCO}_3$  в растворах солей, взятых порознь и в комбинациях, наступало в срок 27–31 день, причем длительность периода растворения не зависела от природы другой соли, уже находящейся в растворе.

Растворение гидратов Mg осуществляется довольно быстро, но безводный углекислый магний, напротив, растворяется исключительно медленно.

“Чтобы получить некоторое представление о скорости реакции между водой и магнием, — пишут Г.Ваттенберг и Е.Тиммерман [1937], — тонкий порошок  $\text{MgCO}_3$  был помещен во вращающиеся сосуды с богатой  $\text{CO}_2$  водой в термостате при  $25^\circ\text{C}$ . Через некоторый промежуток времени растворенные массы определялись титрованием. При этом получено:

|                           |               |
|---------------------------|---------------|
| После 8 дней растворения  | 6,66 ммоль/г  |
| После 14 дней растворения | 6,66 ммоль/г  |
| После 30 дней растворения | 14,60 ммоль/г |
| После 45 дней растворения | 15,90 ммоль/г |
| После 90 дней растворения | 18,10 ммоль/г |

Таким образом, у безводного углекислого магния состояние равновесия не наступает даже через 3 месяца после начала опыта”.

Медленно идет у карбонатов не только растворение, но и выпадение в осадок избыточных масс карбонатов, пересыщающих раствор. В опытах К.Уэлла [1915] раствор, пересыщенный  $\text{CaCO}_3$ , выделял избыток соли следующим образом (табл. 22).

Таблица 22. Быстрота осаждения  $\text{CaCO}_3$  из пересыщенных растворов

| Длительность опыта в днях | Количество $\text{CaCO}_3$ в мг/л пересыщенного раствора в соприкосновении с кальцитом и атмосферной $\text{CO}_2$ при 1°C |
|---------------------------|--|
| 1                         | 119  |
| 5                         | 111  |
| 13                        | 98   |
| 24                        | 94   |
| 31                        | 90   |
| 35                        | 90   |
| 43                        | 88   |
| 45                        | 87   |
| 47                        | 83   |
| 48                        | 86   |
| 63                        | 86   |

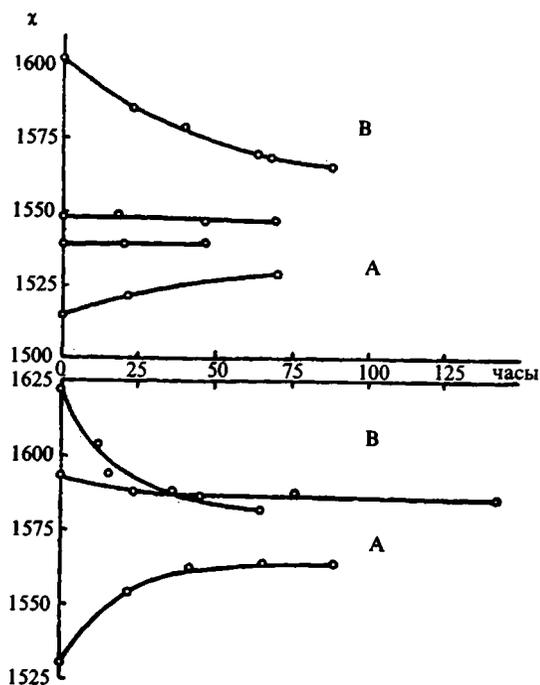


Рис. 21. Кривые равновесий  $\text{CaCO}_3$  с порошком исландского шпата в ненасыщенных (А) и пересыщенных (Б) растворах.

Верхний ряд при 25°C, давлении  $\text{CO}_2=762$  мм; нижний – при 35°C и давлении  $\text{CO}_2 = 744$  мм. Кривые выражены в величинах удельной электропроводности растворов (величина, обратная сопротивлению) (по Бэкштрему)

Из этой таблицы видно, что выделение в осадок избытка  $\text{CaCO}_3$  шло еще медленнее, чем растворение, и равновесие было достигнуто лишь на 45-й день вместо 27-го при растворении. Очень важно также, что равновесие установилось при концентрациях, слегка больших, чем при растворении (примерно на 10 мг/л). Самый же процесс осаждения, как и растворения, протекал по затухающей кривой.

Аналогичные результаты получил Бэкштром [1921], оперировавший с давлениями углекислоты, равными атмосферному, и температурами в одном случае  $25^\circ\text{C}$ , в другом  $35^\circ\text{C}$  (рис. 21). К сожалению, длительность опытов ограничивалась 4–5 сутками. Расхождение точек равновесия при растворении и осаждении в опытах Бэкштрома вырисовывается очень ярко. "Точка равновесия, — пишет он, — как будто окружена достаточно широкой областью, внутри которой скорость растворения практически равна нулю".

Итак: 1) полный период установления равновесия с твердой фазой при растворении  $\text{CaCO}_3$  обнимает примерно 27–30 дней, при выделении из пересыщенного раствора — 43–45 дней; у  $\text{MgCO}_3$ , сообразно его большей растворимости, оба периода значительно длительней; 2) как при растворении, так и при осаждении, процесс идет затухающими темпами, и кривая, его изображающая, приближается к параболе; 3) точка равновесия раствора  $\text{CaCO}_3$  с твердой фазой в случае растворения не совпадает с аналогичной точкой в случае осаждения, хотя разница между ними очень невелика; наблюдается ли это явление у  $\text{MgCO}_3$  — остается неизвестным.

Медленность процесса растворения  $\text{CaCO}_3$  в воде до известной степени понятна, если учесть, что в ходе растворения происходит "насыщение" диффузией  $\text{CO}_2$  из воздуха. Диффузия же газов в воду, как известно, происходит очень медленно, что и сказывается на темпах растворения  $\text{CaCO}_3$ . У  $\text{MgCO}_3$  растворение идет еще медленнее, чем у  $\text{CaCO}_3$ .

Еще более сложным физико-химически является выделение избыточных масс  $\text{CaCO}_3$  из пересыщенных растворов. В этом процессе бикарбонат, распавшись, образует твердую фазу  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CO}_2$ , которая должна выделиться из воды. Нужно иметь в виду, однако, что масса  $\text{CO}_2$ , выделившаяся при садке какой-либо порции  $\text{CaCO}_3$ , усилит давление  $p_{\text{CO}_2}$  в растворе, что должно послужить причиной обратного растворения части выделившегося карбоната, и т.д. Такие "инверсии" в процессе осаждения  $\text{CaCO}_3$  должны быть многократными. Весь процесс разгрузки пересыщенного раствора  $\text{CaCO}_3$  представляет собою как бы огромную серию постепенно затухающих осцилляций растворения и выделения  $\text{CaCO}_3$ , постепенно сближающихся и останавливающихся на некотором промежуточном уровне.

Естественно, что при таком характере кинетики процесса длительность его должна быть значительной и даже большей, чем длительность процесса растворения. Что касается несовпадения точек насыщения при растворении и осаждении  $\text{CaCO}_3$  из пересыщенных растворов, это явление, возможно, лишь кажущееся; причина его заключается, возможно, в недостаточной длительности опытов и в резком ослаблении скоростей процесса по мере приближения к истинной точке равновесия твердой и жидкой фазы.

Для понимания режима природных вод и всего хода карбонатообразования свойство карбонатных растворов лишь очень медленно приспособляться к изменениям среды имеет огромное значение. Благодаря этой медленной приспособляемости, ненасыщенные  $\text{CaCO}_3$  текучие воды могут длительно (неделями) протекать над карбонатными породами, особенно доломитом, и так и не достичь состояния насыщения углекальциевой солью (не говоря уже о  $\text{MgCO}_3$ ). С другой стороны, вода бассейнов, приведенная, например, подъемом температуры в поле резкого пересыщения  $\text{CaCO}_3$ , может длительно сохранять это пересыщение, не отдавая или очень мало отдавая вещества в осадок. При этом практически никогда не снимается полная величина пересыщения, а лишь более или менее значительная часть его.

Что пересыщенные  $\text{CaCO}_3$  природные растворы действительно отличаются большой устойчивостью и требуют специальных воздействий на них, давно известно. Обычным приемом снятия пересыщения является встряхивание

раствора с порошком мрамора. Однако и этот прием часто не приводит к цели. “Мы пытались, – пишут П.Т. Данильченко и Н.С. Спиро, – выделить из воды Каспийского и Черного морей избыток карбоната кальция... После полутора-месячного непрерывного взбалтывания с порошком кальция, при периодической смене газообразной фазы, заметного понижения концентрации  $\text{HCO}_3^-$  (щелочности) в воде констатировать не удалось”. Можно было думать, что вода названных морей не насыщена  $\text{CaCO}_3$ . Но это опровергается точными опытами С.В. Бруевича с каспийской водой, увенчавшимися успехом.

“Пробы морской воды, – пишет он, – встряхивались и стояли с порошком мрамора и (в других опытах) с преципитированным углекислым кальцием в течение срока до трех суток. Опыт показал, что уменьшение щелочности вследствие осаждения углекислого кальция идет весьма медленно и не заканчивается в течение трех суток. Все без исключения пробы воды Красноводского залива и открытого района восточной части Южного Каспия оказались сильно пересыщенными углекислым кальцием. При встряхивании и стоянии с порошком мела в течение трех суток проба воды ст. “Сокол” № В (15.XII 1935) уменьшила щелочность с 3,71 до 3,18 мг-экв; проба воды, взятая к западу от о-ва Огурчинского (ст. 14, 16. XII 1935), уменьшила щелочность с 3,66 до 3,13 мг-экв/л. Истинное уменьшение щелочности вследствие недостижения равновесия должно, очевидно, превышать и наблюдавшееся уменьшение 0,53 мг-экв/л” [Бруевич, 1937].

Если представить себе водоем, в который с суши поступает масса карбонатов в растворе, то медленность выпадения их в твердую фазу естественно должна повлечь за собою образование очень пересыщенных карбонатных растворов и резкий подъем щелочного резерва их. В дальнейшем мы действительно столкнемся с фактами подобного рода.

Для очень многих соединений существуют так называемые защитные вещества, которые своим присутствием стабилизируют пересыщенные растворы и отодвигают начало их разгрузки от избыточных масс. По отношению к  $\text{CaCO}_3$  С.А. Озеровым [1926] было указано на защитную роль органических веществ. Для проверки были поставлены следующие опыты.

На водопроводной воде был изготовлен раствор, по составу своему отвечающий природной каспийской воде. Этот раствор был разлит далее в 12 стаканов по 300 мл каждый, а стаканы сгруппированы в 3 серии (по 4 стакана в каждой). В каждой серии в первом стакане к раствору не прибавлялось никакого органического вещества, во втором добавлялся раствор сахара (4 мг/л), в третьем – раствор агар-агара (4 мг/л), в четвертом – раствор гуминового вещества. После этого в стаканы первой серии приливался раствор 3%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  по 1 мл в день, в стаканы второй серии – 3% раствор  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$  по 3 мл в день и в стаканы третьей серии – 0,02% раствор  $\text{MgCO}_3$ . Опыт был поставлен при температуре 22–25°C, причем производилось наблюдение над моментом появления первой мути. Результаты оказались следующими (табл. 23).

Из цифр видно, что влияние разных веществ на стабильность карбонатного раствора весьма неодинаково. Сахара не только не способствуют стабилизации, но, напротив, быстрее снимают пересыщение, нежели в чистых растворах. Агар-агар является индифферентным в этом отношении веществом. Единственным видом органических соединений, действительно играющим роль стабилизатора пересыщенных карбонатных растворов, являются гуминовые вещества. Этот вывод, как увидим, имеет существенное значение для истолкования природных соотношений.

Карбонатным растворам присуща еще одна характерная особенность – так называемая буферность, буферные свойства.

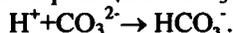
Под названием буферных в физической химии разумеют такие растворы,

Таблица 23. Влияние органического вещества на растворимость  $\text{CaCO}_3$ 

| Приливаемый карбонат         | Сумма прилитого раствора к моменту появления мути |         |           |         |               |         |                       |         |
|------------------------------|---|---------|-----------|---------|---------------|---------|-----------------------|---------|
|                              | без органич. вещества                             |         | с сахаром |         | с агар-агаром |         | с гуминовым веществом |         |
|                              | мл  | мг-экв. | мл        | мг-экв. | мл            | мг-экв. | мл                    | мг-экв. |
| $\text{Na}_2\text{CO}_3$     | 3   | 1,8     | 1         | 0,6     | 3             | 1,8     | 4                     | 2,4     |
| $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ | 7   | 51,8    | 3         | 22,2    | 7             | 51,8    | 13                    | 96,2    |
| $\text{MgCO}_3$              | 67  | 0,34    | 3         | 0,015   | 55            | 0,28    | 97                    | 0,48    |

которые мало меняют (или почти не меняют) рН, несмотря на введение в них кислоты или щелочи. Буферные растворы состоят обычно из смеси средней и кислой солей какого-либо одно- или двухвалентного катиона. При приливании в такую смесь кислоты, она нейтрализуется средней солью, переходящей при этом в кислую, и рН понижается относительно очень немного. При введении щелочи, последняя нейтрализуется кислой солью, переходящей в среднюю, рН также изменяется слабо.

Применительно к карбонатным растворам механизм буферного действия может быть представлен так. Допустим, имеется карбонатный раствор при  $25^\circ\text{C}$  в равновесии с воздухом; твердой фазы на дне сосуда нет. В таком растворе всегда имеются наряду с ионами  $\text{HCO}_3^-$  также ионы  $\text{CO}_3^{2-}$ . При повышении давления  $p\text{CO}_2$  над раствором, в последнем появится избыточное количество углекислоты и, значит, избыточное количество Н-ионов, способное заметно понизить рН раствора. В действительности, однако, значительная масса появившихся  $\text{H}^+$  вступит в реакцию с  $\text{CO}_3^{2-}$  по схеме:



Тем самым ослабится влияние дополнительного растворения  $\text{CO}_2$  на рН, который изменится сравнительно очень слабо. При удалении  $\text{CO}_2$  из воды это должно было бы сопровождаться резким повышением рН. В действительности же повышение это происходит лишь в незначительной степени, так как после удаления  $\text{CO}_2$  и понижения соответствующей им концентрации  $\text{H}^+$  часть оставшихся  $\text{HCO}_3^-$  распадается:



освободив некоторую массу  $\text{H}^+$ , которые частично и покроют дефицит ионов  $\text{H}^+$ .

Г. Ваттенберг [1933] приводит весьма поучительный пример буферного свойства природных растворов карбонатов. Допустим, имеются две пробы воды, содержащие растворенную углекислоту в количестве примерно  $0,2 \text{ см}^3/\text{л}$ , что часто встречается в воде, находящейся в равновесии с атмосферой. Первой пробой пусть будет нормальная морская вода, с обычным содержанием карбонатов и бикарбонатов, второй же – вода, свободная от этих солей совсем (что легко сделать экспериментально). Допустим теперь, что благодаря ассимилирующей деятельности фитопланктона в обеих пробах истребляется по  $0,18 \text{ см}^3$ ; в воде, лишенной карбонатов, останется, таким образом, всего 10% былого количества углекислоты, и ее рН подымется с 5,5 до 6,0. В нормальной же морской воде убыль углекислоты пополнится распадом бикарбонатов, и в итоге углекислоты останется примерно 99% ее начальной массы; рН подымется с 8,10 до 8,12, всего на 0,02. Совершенно также смягчается действие накапливающейся углекислоты, выделяемой при дыхании животных в нижних частях водоемов. Из самого существа буферного действия растворов вытекает, что оно должно зависеть количественно от суммы находящихся

в растворе карбонатов. У ненасыщенных растворов  $\text{CaCO}_3$  оно, естественно, минимально, у насыщенного в присутствии твердой фазы оно резко возрастает. Особенно же оно велико и совершенно, когда насыщенный раствор  $\text{CaCO}_3$  в воде комбинируется (в присутствии твердой фазы) с достаточно концентрированным раствором  $\text{MgCO}_3$ , как это бывает – мы увидим в дальнейшем – в солоноватых и соленых озерных водоемах засушливой полосы. При таких условиях суточные и годовые колебания pH в зависимости от режима  $\text{CO}_2$ , т. е. от жизнедеятельности организмов (фотосинтеза и ассимиляции), практически прекращаются, так же, как и колебания общей массы щелочного резерва воды, определяемые титрованием HCl.

## Литература

- Бруевич С.В.* Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. Изв. Акад. Наук СССР, 1937.
- Ильинский В.П.* Щелочность соляных рассолов Сакского озера. Журн. хим. пром., 1928, <sup>1</sup> 7–8
- Курнаков Н.С., Жемчужный С.Ф.* Магниеые озера Переконской группы. Изв. Акад. Наук СССР, 1917, 137–162.
- Озеров С.А.* Условия нахождения в растворе бикарбонатов щелочных земель и причины различной стабильности бикарбонатного состава природных вод. Санитарн. техн., 1928, <sup>1</sup> 1.
- Селиванов Л.С.* Материалы по гидрохимии и гидрографии р. Клязьмы. Зап. Болшев. биол. станц., 1937, вып. 10.
- Bäckstrom.* Ueber die Affinität der Calcit-Aragonit Umwandlung. Zs. phys. Chem., 1921, **97**.
- Caillere S.* Contribution a l'etude de la Hydromagnesites et de quelques autres hydrocarbonates magnesiens (l'hydrogiobertites, l'hydrodolomite et giorgiosite). Bull. Soc. Franc. Min., 1943a, **66**, 55.
- Caillere S.* Sur les caracteres specifiques d'une groupe des hydrocarbonates magnesiens. Bull. Soc. Franc. Min., 1943b, **66**, 494.
- Doelther C.* Handbuch der Mineralchemie, 1. 1912.
- Frear G.L., Johnston F.* The solubility of calcium carbonate (calcite) in certain aqueous solution at 25°C. Journ. Amer. Chem. Soc., 1929, **51**.
- Johnston J., Williamson E.* The complete solubility curve of calcium carbonate. Journ. Amer. Chem. Soc., 1916, 38.
- Kline W.D.* The solubility of magnesium carbonate (nesquehonite) in water at 25° and pressures carbon dioxide up to one atmosphere. Journ. Amer. Chem. Soc., 1929, **51**.
- Leitmeier H.* Zur Kenntnis der Karbonate. N. Jb. Min., 1916, B.-B. **15**.
- Linck G.* Die Entstehung des Dolomites Monatsber. Dtsch. Geol. Ges., 1909, <sup>1</sup> 5.
- Mitchell A.E.* Studies on the dolomite system. Journ. the Chem. Soc., 1923, **123–124**.
- Pfaff E.* Ueber Dolomit und seine Entstehung. Neues Jb. Geol., Min etc 1894, **23**, H. 3.
- Van Tuyl E.M.* The origine of dolomite. Iowa Geol. Surv., 1914, Bull. <sup>1</sup> 25.
- Wattenberg H., Timmermann E.* Die Löslichkeit von Magnesiumkarbonat und Strontiumkarbonat in Seewasser. Kieler Meerforschung, 1937, **11**, H. 1.
- Well R.* The solubility of calcite in water in contact with the atmosphere and its variation with temperature. Journ. Nat. Acad. Sci. Washington, 1915, 5.

# Опыт сравнения процессов карбонатаккумуляции в современных и древних водоемах<sup>1</sup>

## Глава I Карбонатные морские формации геологического прошлого и условия их образования

Карбонатные осадки в современный момент накапливаются, как мы знаем, в весьма разнообразных типах водоемов: 1) в океанах и нормальных морях; 2) во внутриконтинентальных морях и лагунах засушливой зоны с водой третьего класса карбонатности; 3) в озерах углемагнезиевого типа; 4) в содовых озерах. При этом подавляющая масса карбонатных осадков отлагается в океанах и нормальных морях, весьма незначительная – во внутриконтинентальных морях и лагунах третьего класса и исчезающе малая – в углемагнезиевых и содовых озерах. Таков основной “фациальный профиль” современного карбонатаккумуляции.

Обращаясь к геологическому прошлому, естественно разобрать два основных вопроса: 1) существовали ли в прошлом все перечисленные фациальные типы карбонатных пород или только некоторые из них, какие именно; 2) насколько сходны петрографические типы древних и современных осадков у одноименных основных фациальных типов.

### 1. Основные фациальные типы карбонатных накоплений в древние эпохи

При фациальном анализе ископаемых осадочных толщ уже давно выделялись, с одной стороны, осадки нормально-соленого моря, с другой – так называемые лагунные осадки, отложенные в водоемах с явно уклоняющейся солоностью, что ярко отпечатлевается в их специфической, часто угнетенной, явно вымирающей фауне. Поскольку осадки эти часто ассоциируются с гипсами или содержат включения флюорита и целестина, их естественно рассматривают как образовавшиеся в бассейнах засушливой полосы.

Ископаемые карбонатные породы встречаются, как известно, и в группе нормально-морских и в группе лагунных отложений. Тем самым строго доказывается наличие в прошлом двух первых и основных групп современного фациального профиля карбонатных накоплений. При этом принадлежность древних лагунных осадков водоемам именно третьего класса карбонатности устанавливается на ранних ступенях осолонения по реликтивно-морской фауне, на более высоких же ступенях минерализации – по ассоциации с массовыми накоплениями гипса, возможными только у водоемов углекальциевого (третьего) класса.

Очень долгое время фациальное разнообразие ископаемых карбонатных пород ограничивалось только названными двумя типами. Но за последние 20 лет оно обогатилось открытием в ископаемом состоянии вероятных представителей и остальных двух современных фациальных типов.

В 1926–1928 гг. при исследовании континентальных отложений верхнего миоцена Германии Г.Клэун посчастливилось найти несомненно континен-

<sup>1</sup> Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Часть третья. С. 286-358.

тальные пресноводные отложения, которые наряду с глинами и песками содержат также пласты известковистых доломитов с доломитностью в 60–70% от суммы карбонатов, редко выше. Доломит не сопровождался накоплением магнезиальных силикатов, и в этом отношении карбонатные илы разительно напоминали отложения восточного плёса оз. Балхаша, с которыми их, как мне кажется, и следует сопоставлять. Значительно позже, в 1938–1939 гг., Р.Ф.Геккером были изучены и описаны своеобразные верхнеюрские доломитные породы из рыбной толщи Туркестанского Каратау [Геккер, 1948]. Породы изумительно тонкослоисты, распадаются на идеальные плитки с отпечатками рыб и насекомых. По составу они почти точно отвечают балхашским осадкам, давая 60–70% доломита, который располагается тончайшими прослойками, разделяясь такой же толщины прослойками кальцита. Анализ остатков фауны и флоры привел Р.Ф.Геккера и М.Ф.Филиппову к заключению, что верхнеюрские доломиты отлагались в пресном озере и что осадконакопление имело место в климате, отличавшемся явной аридностью. Это обстоятельство, равно как и состав фауны моллюсков, изумительно сходный с балхашским, делает несомненным, что верхнеюрские карбонатные породы Каратау являются ближайшим фаціальным аналогом осадков оз. Балхаша, т. е. возникли в водоеме углемагнезиевого типа. Тем самым распространение карбонатных пород этого типа спускается уже до значительной древности. Но действительное первое появление карбонатных пород третьего фациального типа относится, несомненно, к еще более древним этапам геологической истории, ибо среди красноцветных пород  $P_2$  Русской платформы, а также и  $D_3$  Главного девонского поля при ближайшем их исследовании, весьма вероятно, найдутся аналоги и осадков углемагнезиевых озер. Карбонатные породы этого класса, вероятно, также древни, как сами платформенные структуры, ставшие основой крупных континентальных массивов (?), начавших накапливать континентальные озерные осадки.

В начале текущего столетия в штатах Калифорния и Невада в США были открыты третичные пластовые месторождения магнезита. В составе карбонатных пород, кроме собственно магнезита, были открыты также доломит, брусит, а также силикаты магнезия типа сепиолита (парасепиолит). Эта ассоциация в общем чрезвычайно напоминает ту, которая встречена в современных содовых озерах, и потому, мне кажется, следует признать правильной идею Гэля [Gale, 1914] и Лонгвелла [Longwell, 1928], поддержанную также Твенхоффом, о том, что магнезитовое месторождение возникло в водоеме содового типа. После нескольких десятилетий перерыва достоверные осадки содовых озер были найдены в 1944 г. Апродовым при бурении скважины в Молотовском Приуралье. Здесь, среди осадков  $P_1$ , на некоторой глубине был обнаружен пласт соды; подстилающие же его (и покрывающие) известковистые песчаники и мергели являются, очевидно, представителями карбонатсодержащих осадков древних содовых озер. Вся обстановка, в которой сейчас возникают содовые озера, здесь налицо – аридный климат, соседство с разрушающейся горной страной, в которой на поверхность во множестве выходили метаморфические и изверженные породы, поставившие в предгорье аркозового типа детритус и возможно содового типа воды. Но реальное первое появление содовых озер, а значит и карбонатных пород этого фациального типа, следует отнести, как появление и озер углемагнезиевых, конечно, к гораздо более древним временам.

Описанные находки осадков озерных водоемов до сих пор не привлекали внимания литологов, занимающихся карбонатными породами. Они, например, даже не цитируются в широко распространенных курсах петрографии осадочных пород. А между тем принципиальное значение этих находок несомненно. Они доказывают, что *по крайней мере с конца палеозоя – начала мезозоя обций фациальный профиль карбонатных пород имеет те же основные черты,*

что и сейчас. Крайне вероятно, однако, что действительное зарождение этого профиля относится к несравненно более древнему времени – еще к докембрию, и совершилось в какой-то момент развития крупных платформенных ядер, ставших базой крупных континентальных массивов. В сущности, это и естественно, ибо физико-химические типы вод третьего, второго и первого класса карбонатности существуют на поверхности Земли, вероятно, с древнейших этапов ее истории.

Обратимся теперь к другой стороне дела: к разъяснению того, насколько постоянными в истории Земли оставались процессы и формы карбонатакопления у одноименных основных фациальных типов.

Анализ этой проблемы удобно начать с разбора типов и условий образования морских карбонатных пород.

Как известно, карбонатные породы геологического прошлого часто лежат крупными компактными массивами, образовавшимися по всем признакам в сходных, однородных фациальных условиях. Такого рода крупные скопления пород мы будем именовать в дальнейшем формациями, обстановку же их образования – историко-геологическими ландшафтами.

В настоящее время можно, как мне кажется, выделить четыре типа древних карбонатных формаций и четыре типа отвечающих им карбонатообразующих морских ландшафтов.

## 2. Известково-доломитная формация карбона Русской платформы и ее аналоги

Первый тип карбонатных формаций приурочен к платформам и чрезвычайно для них характерен. Он демонстрируется отложениями визе, среднего и верхнего карбона Русской платформы (рис. 1–3). Море почти непрерывно заливало тогда восточную половину платформы и образовывало бассейн, протягивавшийся по меридиану почти на 3000 км, по широте же на 750–1200 км. Сообщение с открытым морем в визейское время осуществлялось на севере, востоке и юге; в  $C_2 + C_3$  лишь на севере и востоке, причем на востоке постепенно все затруднялось и бассейн все больше принимал характер колоссального залива. Непосредственно прибрежные отложения моря по западной окраине бассейна обычно не сохраняются, но уничтоженная размывом кайма осадков по большей части, видимо, неширока. Среди сохранившихся осадков всегда удастся различить две меридионально пролегающие полосы: *западную*, где известняковые разрезы включают более или менее значительные прослои красных глин, а иногда и песков, и *восточную*, где разрез слагается почти сплошь карбонатными породами. Для характеристики соотношений между терригенными и карбонатными породами интересны объемы этих пород, вычисленные Л.Б.Роновым [1945] (исключая Донбасс и Прикаспийскую впадину). Он нашел такие цифры (в тыс. км<sup>3</sup>):

|                | Терригенные породы | Карбонатные породы |
|----------------|--------------------|--------------------|
| Визе           | 8,7                | 325,5              |
| Средний карбон | 29,2               | 462,4              |
| Верхний карбон | 10,1               | 279,2              |

Таким образом, из общей массы отложенных за  $C_1 + C_3$  пород, равной 1115,1 км<sup>3</sup>, карбонатные составляют 1067,1 км<sup>3</sup> или 96%, терригенные же всего 48 км<sup>3</sup> или 4%. Близкие цифры были получены В.М.Ратынским при пересчете по новому методу. Это дает достаточное представление как о массах отложенного материала, так и о специфически карбонатном типе осадконакопления.

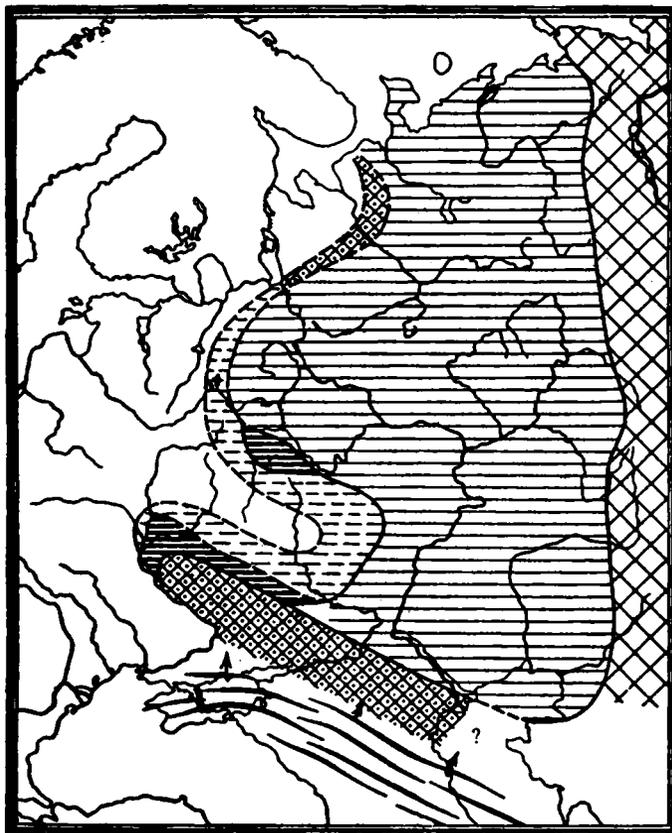


Рис. 1. Фации конца визейской эпохи на Русской платформе (по В.Н. Крестовникову)

Условные обозначения см. на рис. 2

Благодаря работам М.С.Швецова и его учеников – И.В.Хворовой, Л.М.Биринной, И.И.Трофимова, Р.М.Пистрак и др. – мы знаем в настоящее время с большими подробностями петрографический тип карбонатных осадков и общие условия их образования на территории Подмосковной синеклизы, а отчасти и в более восточных областях (Втором Баку) (Г.И.Теодорович).

Основными типами известняков окской свиты, а также  $S_2$  и  $S_3$ , являются детритусовые, шламмовые и микрозернистые накопления (см. рис. 1, 3). Главная масса детритусовых известняков (от 50 до 90%) складывается из беспорядочного скопления обломков организмов, чаще всего – фораминифер, иглокожих, брахиопод, фузулинид, реже – мшанок, гастропод, кораллов, трилобитов, остракод, пелеципод. Нередко многочисленны обломки водорослей. Цементируются обломки микрозернистым кальцитом, представляющем собою в значительной мере перекристаллизованные мелкие обломки организмов же.

В качестве подчиненного компонента встречаются отдельные неразрушенные раковины брахиопод, колонии кораллов, чашки криноидей и раковины других форм, часто в прижизненном положении.

*Шламмовые известняки* – обычно белые, тонкозернистые, состоят из скопления тонкоперетертого и неопределимого известкового материала с примесью мелких фораминифер. Цементом является микрозернистый карбонат.

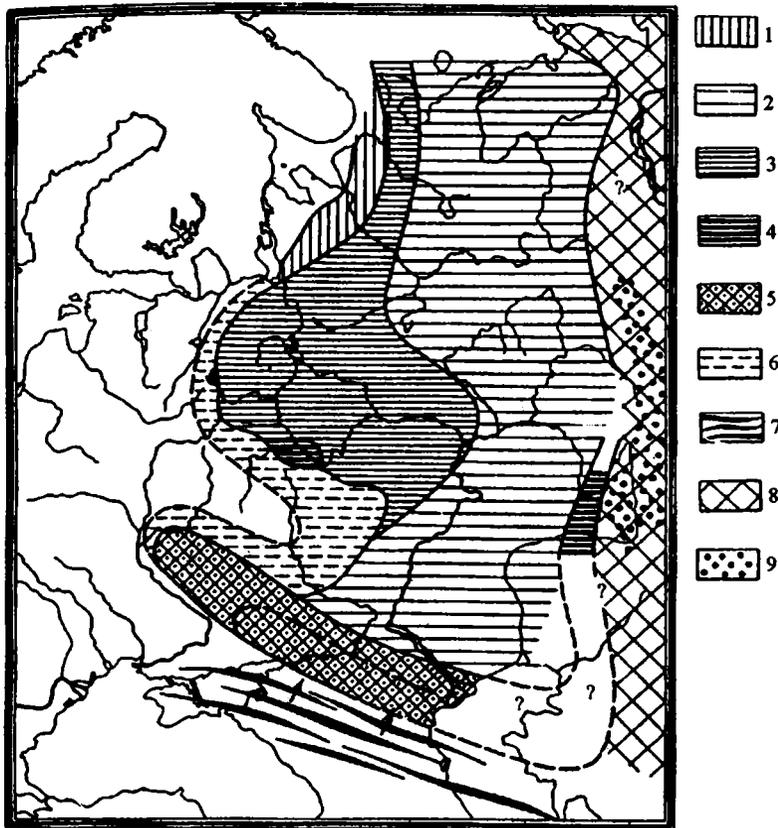


Рис. 2. Фации среднекаменноугольных отложений на Русской платформе (по В.Н.Крестовникову)

1 – красноцветные песчано-глинистые континентальные отложения; 2 – карбонатные осадки (органогенные известняки, чистые и доломитизированные); 3 – то же, с прослоями красных глин; 4 – глины и песчаники (последние в большом количестве); 5 – паралическая угленосная толща; 6 – предполагаемое распространение морских фаций, позже уничтоженных размывом; 7 – складчатые сооружения; 8 – геосинклинальная область; 9 – мощные песчано-конгломератовые накопления на восточном склоне Урала

Крупные остатки организмов в шламмовых известняках еще более редки, чем в детритусовых.

*Микрозернистые известняки* состоят из однородной массы микрозернистого (0,005–0,01 мм) кальцита, в которой изредка попадаются мелкие обломки брахиопод. Примесь терригенного материала ничтожна, достигая 0,45–1,96%; остальное – кальцит с содержанием до 0,5–1,5%  $MgCO_3$ . Изредка также встречаются мелкие брахиоподы, гастроподы, одиночные кораллы, членики криноидей и зубы акул. В разрезе микрозернистые известняки слагают довольно мощные (до 4–5 м) пачки.

К описанным основным типам известняков платформенного карбона, слагающим главную их массу, присоединяется еще несколько разновидностей, хотя количественно и второстепенных, но очень существенных для понимания среды осадконакопления. Это – а) биоморфные известняки, сложенные цельными раковинами обычно брахиопод, реже кораллов, и залегающие отдельными линзами и пластами; раковины находятся частью в прижизненном, частью в опрокинутом залегании; б) копролитовые, сложенные массовым нако-

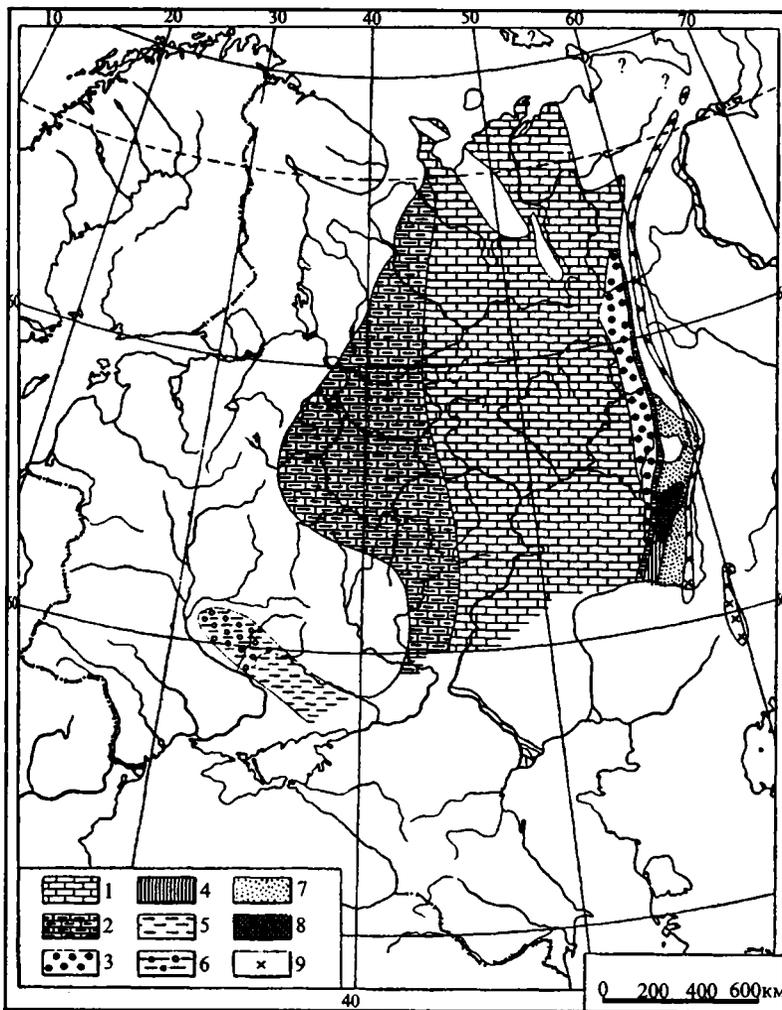


Рис. 3. Фации верхнекаменноугольных отложений на Русской платформе (по В.Н.Крестовникову)

1 – морские карбонатные осадки; 2 – морские карбонатные осадки с прослоями, глинистые пестроцветные; 3 – морские карбонатные рифогенные образования; 4 – кремнисто-глинистые битуминозные осадки с кремнисто-фосфатными конкрециями и редкими прослоями карбонатных на Южном Урале; 5 – песчано-глинистые угленосные отложения Донбасса; 6 – пестроцветные отложения Донбасса; 7 – песчано-глинистые осадки с прослоями карбонатных на Урале; 8 – область распространения рифейских (гиперборейских) свит на Урале; 9 – метаморфические сланцы Уралтау

плением копролитов червей [Хворова, 1948]; в) золотые – обломочные известняки, подвергшиеся обработке ветром и образующие донного характера накопления [Хворова, 1949]; г) лагунные со следами зарастания древесной растительностью – типа мангровых зарослей, известные лишь в  $S_1$  [Швецов, Бирина, 1935]; д) брекчиевые – со следами обсыхания и растрескивания ила М.С.Швецов и др.; е) оолитовые известняки; ж) собственно пластические из-

вестняки (сцементированные известковые пески, известковые галечники и др.). В сплошных разрезах карбонатных пород нередко наблюдаются также локальные размывы, приводящие к местному уничтожению тех или иных слоев.

Очень характерны доломитовые накопления. В подмосковной синеклизе они приурочены только к  $C_2 + C_3$ , но в восточной части платформы встречаются и в динантском отделе. И.В.Хворова различает среди них два типа: 1) доломиты первичные и 2) доломиты вторичные, представляющие собою доломитизированные известняки.

1. *Первичные доломиты* “состоят из однородной массы мельчайших (0,01 мм) кристалликов доломита, иногда с примесью тонкого глинистого материала, вместе с которым встречаются обломки кварца (0,03 мм) и листочки мусковита. Состав породы точно отвечает доломиту с ничтожной примесью  $CaCO_3$  (порядка 2–3 %). Остатки фауны встречаются редко; обычно это брахиоподы, притом всегда относящиеся к роду *Linoproductus*” [Хворова, 1948].

Доломиты такого облика довольно широко распространены в каширском горизонте, где образуют ряд мощных слоев, весьма устойчивых по простираению; во многих местах доломиты содержат примесь тончайше распыленного флюорита; вторичные перемещения флюорита создали ряд месторождений ратовкита [Бушинский, 1946; Пустовалов, 1937]. Менее крупные прослои первичного доломита имеются также в мячковском горизонте восточной половины синеклизы, где они и были описаны И.В.Хворовой из Касимовского района Рязанской области; флюорит здесь с ними не ассоциируется.

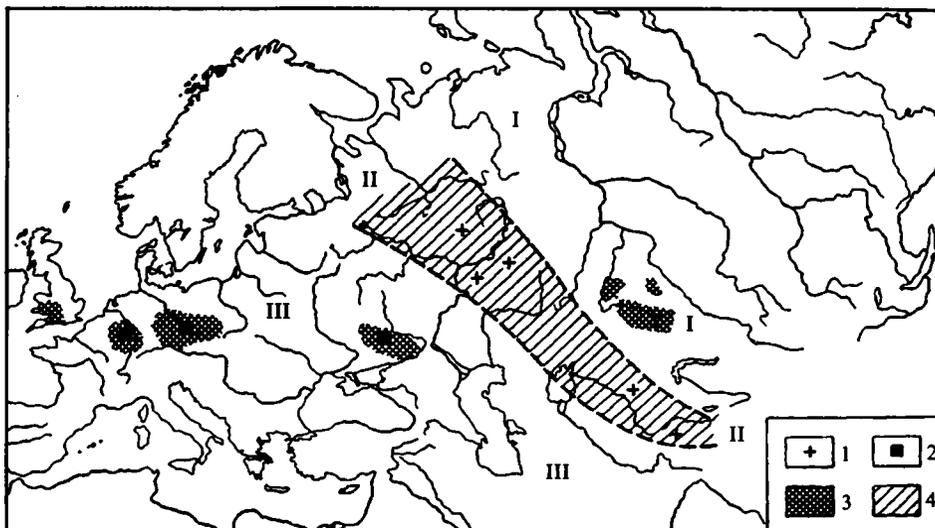
“2. *Вторичные доломиты* – светлые, нередко желтоватые, различной крепости, тонкозернистые, с характерным мерцающим изломом. Местами в них очень много пор от растворения скелетных остатков. Встречаются членики криноидей, плохо сохранившиеся одиночные кораллы, брахиоподы и гастроподы. Под микроскопом одни породы состоят из очень мелких (0,015–0,020 мм), другие из более крупных (0,05–0,15 мм) кристаллов доломита, ромбоэдрической или неправильной формы. В некоторых шлифах много остатков иглокожих, в которые по краям внедряются ромбоэдры доломита. Изредка наблюдаются неясные остатки фораминифер. Местами доломиты переходят в доломитизированные известняки. Эти породы очень резко отличаются от доломитов первого типа по внешнему виду, по микроскопическому строению и по расположению в разрезе. Они более крупнозернистые и неравномернозернистые, в них много следов растворения и доломитизации скелетных остатков. Кроме того, они не приурочены к каким-либо стратиграфическим горизонтам, а встречаются спорадически, и иногда в пределах одного обнажения переходят в обычный органогенный известняк.

Совершенно несомненно, что эти доломиты произошли от изменения известняков, имевшего место в стадии диагенеза и гипергенеза”.

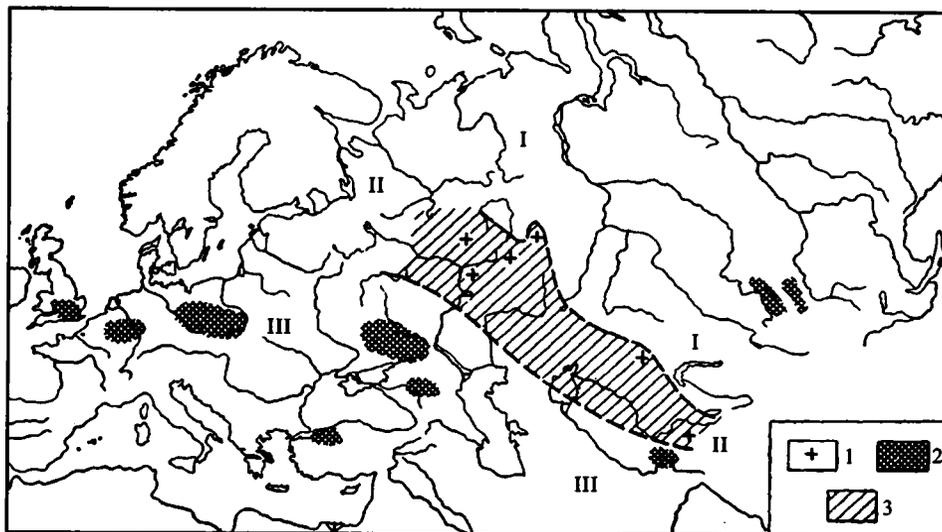
Для полноты характеристики добавим, что среди глин, подчиненных осадкам  $C_2+C_3$  и развитых по западной окраине бассейна, помимо обычных обломочных разностей, встречаются также чисто палыгорскитовые и палыгорскитомонтмо-риллонитовые разности, по-видимому химического происхождения.

Обратимся теперь к анализу физико-географической обстановки, в которой происходило отложение описанных карбонатных пород.

В одной из моих предыдущих работ [Страхов, 1945] было показано, что в динантскую, средне- и верхнекаменноугольную эпохи Русская платформа лежала в климате тропическом и субтропическом, причем через значительную часть платформенной площади в направлении с северо-запада на юго-восток протягивалась полоса аридного климата (рис. 4, 5). Весьма вероятно, что континент, располагавшийся к западу от моря, в значительной своей части также принадлежал засушливой зоне (см. часть третья, главу III). Это обстоятельство



**Рис. 4.** Климатическая зональность конца нижнего – начала среднего карбона  
 1 – гипсовые включения (и пропластки) среди доломитов; 2 – сидеритовые руды; 3 – угленосные отложения; 4 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная); III–III – южная влажная зона (тропическая)



**Рис. 5.** Климатическая зональность среднего карбона – верхнего карбона – пермского века  
 1 – включения и пропластки ангидритов и гипсов среди доломитов; 2 – угленосные отложения; 3 – засушливая зона (II–II); I–I – северная влажная зона (умеренная); III–III – южная влажная зона (тропическая)

во, а также общая низменность, нерасчлененность континента даже в той его части, которая принадлежала влажному тропическому климату, определили ничтожное количество поступающего в море обломочного материала, что и отразилось в ничтожной массе накопившихся за  $C_1$ – $C_3$  песчано-глинистых осадков.

При изучении карбонатных фаций бросаются в глаза многочисленные и совершенно бесспорные следы чрезвычайной мелководности осадка. Обилие водорослей; детритусовый характер большого числа разностей осадка; опрокинутое расположение коралловых колоний, а иногда и створок крупных брахиопод; следы частых, местных размывов; наличие брекчий и галек из только что отложенных осадков; включение местами кластических карбонатных пород и золотых песков; наличие поверхностей растрескивания осадка при высыхании – все это несомненные признаки очень большого мелководья моря, принадлежности его по глубинам в большинстве случаев к верхней четверти шельфа, редко глубже. Багамская отмель, Флоридское мелководье, частью барьерный риф Австралии – вот современные примеры, которые прежде всего приходят на ум, когда знакомишься с описаниями весьма многих карбонатных пород и разрезом Подмосковной синеклизы. Только в палеозойском эпиконтинентальном море все было несравненно грандиознее по размерам и отсюда – сложнее и разнообразнее по фациям и по строению, чем в современных условиях.

Разбирая распределение внутри моря описанных выше типов пород, можно наметить приблизительно следующую общую фациальную картину. В непосредственном соседстве с берегом, по западной окраине бассейна, в диантскую эпоху располагались болотистого типа лагуны, заросшие древесной растительностью – лепидофитами. Здесь отлагались тонкие, преимущественно химически осажденные илы, пронизанные корешками – стигмариями; осадок этот в одних случаях бывал неслоист и обогащен органическим веществом, в других – весьма тонкослоист. При колебаниях морского дна эти болотные осадки мангрового типа неоднократно то расширялись, двигаясь на восток, то сужались, отодвигаясь на запад, и выпадали из современного разреза  $S_1$ . В среднекарбонное время в лагунах вдоль западного побережья мангровых зарослей, по-видимому, не было, а порою садился гипс, что устанавливается по нахождению гипсовых линз в каширском ярусе на территории Калининской области.

На площади собственно моря для Подмосковной синеклизы намечаются, по И. В. Хворовой [1948], две существенно различные фациальные области. Более прибрежная (западная) находилась в сфере энергичного воздействия волн на осадок и отвечала (более или менее) зоне взмучивания современных водоемов и водных бассейнов вообще. У верхнего края зоны взмучивания образовывались грубые косослоистые известняковые пески и галечники, нередко имело место размывание осадков и существовали, по-видимому, острова и отмели, на берегах которых за счет перевеваемого ветром известкового материала возникали золотые известняки. В этой области обитало большое количество синезеленых водорослей – онколитов и существовала небогатая специфическая, приспособленная, очевидно, к сильным волнениям, фауна *Meekella*, одиночные и колониальные кораллы, фузулиниды и сверлящие моллюски. С удалением от берега в глубь моря влияние волнений на осадок ослабевало и, вместе с тем, обильней и разнообразней становилась донная фауна: брахиоподы, мшанки, криноидеи, морские ежи, частью трилобиты, двустворки и т. д. Движениями воды и работой хищных животных эти раковины здесь обычно дробились и превращались в более или менее грубый (или мелкий) детритус, а наиболее податливые раковины растирались в тончайший пелитоморфный порошок. Но местами эти процессы дробления ослабевали и образовывались линзы биоморфных осадков. Наиболее тонкозернистый, алевроитопелитовый детритусовый карбонатный материал взмучивался и движениями воды выбрасывался в более внутренние и глубокие части моря. Несомненно, что в зоне взмучивания весьма интенсивно протекали и процессы химическо-

го осаджения карбонатов. Но образующиеся при этом мельчайшие кристаллы  $\text{CaCO}_3$ , лишь в виде исключения – в западинах дна, в затишных зонах – могли накапливаться в пределах зоны взмучивания; подавляющее же большинство их вместе с тонкодетритусовым материалом выбрасывалось за пределы зоны взмучивания, в более открытую и глубокую часть моря. Таким образом, зона взмучивания в целом была областью весьма активного карбонатобразования как биогенным, так и чисто химическим путем, но оседала в пределах этой зоны лишь часть (и, возможно, – меньшая) того материала, который здесь генерировался; другая часть его выбрасывалась за пределы зоны в более глубокую центральную часть моря.

Осадки этой более (восточной) внутренней полосы слагались в более мелководной части – тонкоалевритовыми шламмовыми разностями, полученными частью за счет выброса материала из зоны взмучивания, частью за счет накопления *in situ* раковин мелких донных фораминифер. Еще глубже садился пелитоморфный карбонат, также в большой мере аллохтонный, выброшенный из зоны взмучивания, и лишь частично генерированный на месте. Органический мир в области шламмовых и пелитоморфных илов был беден и приспособлен к условиям илистого грунта. Сравнительно с областью взмучивания эта внутренняя полоса эпиконтинентального моря отличалась более пассивным типом карбонатного процесса. Здесь оседал не только местный автохтонный карбонат, но и карбонат, занесенный из зоны взмучивания, причем роль последнего была, вероятно, значительна. При общей мелководности моря и плоском дне его ширина зоны взмучивания в эпиконтинентальном карбонатном бассейне была, вероятно, огромна. Глубина же взмучивания, надо полагать, была гораздо меньше, чем на современном открытом океаническом шельфе, и тонкозернистые карбонатные илы накопились на гораздо меньших глубинах, чем соответствующие им по размерности осадки современного открытого шельфа.

Такова общая фациальная обстановка в той части карбонатного бассейна, которая занимала Подмосковную синеклизу. Восточнее Окско-Цнинского вала детали этой обстановки становятся менее четкими в силу гораздо меньшей доступности и изученности пород. Все же нельзя не отметить одной черты Заволжья: широкого распространения здесь в отдельных горизонтах явлений доломитизации и сульфатизации пород, причем, кроме включений зерен и желваков ангидрита, встречаются (особенно в  $\text{C}_3$ ) и прослойки его, явно указывающие на первичность сульфатов, т. е. на лагунный характер некоторых осадков. Существенно также и то, что на самом восточном краю платформы вновь появляются бессульфатные и главным образом известняковые осадки. Таким образом, повышенная соленость водоема проявлялась в данном случае не по периферии моря, не в его прибрежных лагунах, как обычно, а в центре водоема, тогда как по окраинам моря, особенно в Подмосковье, налицо все признаки нормального морского режима. Вслед за М.С.Швецовым [1945] нам представляется, что причины такого рода аномалии заключаются в крайне мелководном характере каменноугольных бассейнов. Внутри такого моря даже небольшие восходящие движения земной коры создавали обширные отмели, частично выходявшие из-под уровня воды. Среди лабиринта отмелей временно возникали обособленные лагуны и в них то, при наличии жаркого сухого климата, концентрация воды могла повышаться до садки доломита, а иногда (в более редких случаях) и до садки флюорита, целестина, гипса. При новых погружениях временные лагуны исчезали и отлагались более или менее нормальные карбонатные илы, в процессе диагенеза превращавшиеся частично в доломиты. Так, в средней части нормального мелководного карбонатного моря отложились слои и горизонты с признаками лагунных фаций. На современных шельфах ничего подобного не известно.

Чрезвычайный интерес вызывает образование доломитов первичного типа. Принципиально здесь возможны два предположения. Во-первых, можно было бы думать, что в карбонатовом море вода была далека от насыщения доломитом. При повышении pH на отдельных прибрежных участках моря в силу фотосинтетической деятельности растений из воды выпадала, как и в современном море, основная соль  $MgCO_3$ ; в силу тонкозернистости своей эта соль сносилась движениями воды в более глубокие части моря, садилась здесь вместе с пелитоморфным  $CaCO_3$  и затем в процессе диагенеза давала доломит. Во-вторых, можно допустить, что в карбонатовом море благодаря повышенному давлению  $CO_2$  в атмосфере и высокому щелочному резерву, напротив, доломитное вещество хотя и не насыщало воды, но было сравнительно недалеко от насыщения. При обычном ходе процесса это давало кальцитовые осадки. Но на участках водорослевых зарослей, при усиленном фотосинтезе, повышение pH приводило доломит к насыщению и он садился непосредственно из воды. Тот же процесс должен был длительно иметь место на мелководных участках, где под влиянием испарения поверхностная вода несколько концентрировалась, подобно тому, как это наблюдается в настоящее время на Багамской отмели (см. часть вторую, главу II). Образовавшиеся мельчайшие кристаллики доломита сносились затем в более глубокие затишные места, где и садились, образуя тонкозернистые первично-доломитные осадки.

При разборе применимости обеих этих гипотез к конкретному материалу нельзя не отметить, что состав первичных доломитов отличается обычно большой чистотой и практически полностью укладывается в формулу нормального доломита. С позиций первой концепции это обстоятельство не совсем понятно; скорее следовало бы ожидать широких колебаний в соотношениях  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  и преобладания в одних случаях – первого, в других – второго компонента. Далее, первая концепция не считается с тем, что содержание  $CO_2$  в воздухе не всегда было на современном уровне; были эпохи повышенной концентрации углекислоты и в воздухе, и в воде, что сейчас же изменяло все условия карбонатообразования. В частности, давно уже высказывалась мысль (Дэли) о том, что в древние эпохи содержание  $CO_2$  в воздухе было более высоким, чем сейчас. Вторая концепция учитывает это обстоятельство и с этой точки зрения является более исторической по своему подходу, чем первая. Гораздо легче истолковывается второй концепцией и наличие у первичных доломитов своеобразного бедного биоценоза, сводящегося практически лишь к представителям рода *Linoproductus*. Доломитовый ил по своим физико-химическим свойствам, как среда обитания организмов, должен был несомненно отличаться какими-то особенностями, вызывавшими отбор бентических форм, откуда и наличие своего особого биоценоза.

Таким образом, по всей совокупности данных второе предположение относительно генезиса первичных доломитов следует признать более отвечающим действительности, чем первое. Нужно сказать, что сама по себе идея непосредственного осаждения доломитов из воды представляет старую идею, ведущую свое начало еще с первой половины XIX в. и многократно высказывавшуюся (см. у Твенхофела и Тюиля). Применительно к карбонатным доломитам Подмосковной котловины она была развита в 1937 г. Л.В.Пустоваловым, связывавшим первичное доломитоосаждение с течением реакции Мариньяка; к его схеме в общей форме позже присоединилась И.В.Хворова [1948]. Разделяя основную идею о первичном химическом образовании части карбонатных доломитов (“первичных”, по И.В.Хворовой), я не могу согласиться с конкретным изображением этими авторами хода доломитообразовательного процесса. Течение реакции Мариньяка никем экспериментально не показано и вряд ли возможно вообще. Кроме того, представление, будто средне-

карбовое море было лишено  $MgSO_4$ , является утверждением бездоказательным, совершенно игнорирующим непреодолимые, с физико-химической и геологической точек зрения, трудности освобождения от  $MgSO_4$  воды огромного эпиконтинентального моря, с богатой в нем фауной, имеющего широкие связи с океаном. Очень легко на бумаге лишить такое море  $MgSO_4$  и очень трудно найти реальные пути и возможности этого процесса в природе. Вот почему, разделяя вместе с названными авторами гипотезу о первичном осаждении части карбовых доломитов прямо из воды, я связываю этот процесс не с течением реакции Мариньяка или Гайдингера (что в реальных физико-химических условиях моря невозможно), а со своеобразным углекислотным режимом той эпохи, отличным от современного. Схема этого процесса вкратце намечена выше. Подтвердится ли она, покажут дальнейшие исследования; пока же можно лишь подчеркнуть, что развиваемая мною концепция более отвечает тому, что известно сейчас о карбонатных равновесиях вообще (см. часть первую), чем иные, ранее опубликованные схемы.

В заключение любопытно составить себе хотя бы приближенное представление об абсолютных скоростях карбонатакопления в мелководном эпиконтинентальном карбовом море Русской платформы. Материал для этого дают подсчеты объемов карбовых пород, выполненные Л.Б.Роновым [1945]. Результат сведен в табл. 1.

Таблица 1. Абсолютные скорости карбонатакопления в карбовых морях Русской платформы

| Горизонты                                | Объем морских пород в тыс. км <sup>3</sup> |                   |       | Площадь, занятая морем в тыс. км <sup>2</sup> | Средняя мощность горизонта в м | Объемный вес карбовых пород | Среднее накопление карбонатов в г/см <sup>2</sup> за 1000 лет | Абсолютная длительность (условно) |
|--|--|-------------------|-------|---|--------------------------------|-----------------------------|---|-----------------------------------|
|  | карбонатные                                | песчано-глинистые | сумма |   |                                |                             |   |                                   |
| Визейский ярус (без угленосной толщи)    | 325,5                                      | 8,7               | 334,2 | 2720,2  | 123                            | 2,5                         | 3,5   | 9·10 <sup>6</sup> лет             |
| Верейский ярус                           | 27,6                                       | 29,2              | 57,8  | 2731,9  | 21                             | 2,5                         | 1,75  | 13·10 <sup>6</sup> лет            |
| Средний карбон                           | 434,8                                      | ?                 | 434,8 | 2782,7  | 158                            | 2,5                         | 2,75  | 14,3·10 <sup>6</sup> лет          |
| Верхний карбон                           | 279,2                                      | 10,1              | 289,3 | 2204,3  | 131                            | 2,5                         | 2,00  | 17,3·10 <sup>6</sup> лет          |
| Среднее взвешенное 2,5 г/см <sup>2</sup> |  |                   |       |   |                                |                             |   |                                   |

При этих расчетах было принято, что общая длительность карбового периода составляет 52 000 000 лет и что длительность остальных более дробных его подразделений, в первую очередь отделов, потом ярусов, одинакова у одноименных подразделений.

Из таблицы видно, что абсолютная скорость карбонатакопления в г/см<sup>2</sup> за 1000 лет колеблется от 1,75 до 3,5, составляя в среднем 2,5. Сравнивая это с тем, что имеется в современных водоемах, получаем, что скорость карбонатакопления в эпиконтинентальном карбовом бассейне была значительно выше, чем в пелагической области тропической части Атлантического океана (0,5 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет), но значительно меньше, чем во внутриконтинентальных морях от Черного до Аральского моря и в оз. Балхаш (от 7,5 до 31 г/см<sup>2</sup>). Такое положение вполне естественно и его, собственно говоря, нужно было и

ожидать. Оно, вместе с тем, достаточно иллюстрирует ничтожную абсолютную скорость карбонатакопления в эпиконтинентальном карбоновом бассейне.

При расчетах мы не принимали во внимание того обстоятельства, что внутри карбонатной толщи карбона имеются перерывы и что часть пород таким образом уничтожена, что неизбежно приводит к заниженной оценке абсолютной скорости карбонатообразования. При учете возможных погрешностей необходимо иметь в виду два обстоятельства. Крупных перерывов собственно один – посленаюрский, но и он ограничен только западной частью площади развития карбоновых морей, остальные перерывы незначительные или вовсе ничтожные. Кроме того, продукты размыва карбоновых осадков при перерывах сбрасывались в главной своей доле на территорию оставшейся части карбонового моря и, стало быть, мы имеем дело при перерывах в значительной мере просто с пространственным перераспределением осадка на платформе вообще, а не с реальным уничтожением его. Оба отмеченных явления, особенно второе, показывают, что если погрешность в наших вычислениях и имеется, то имеет не очень большую величину и не влияет на окончательный вывод.

Карбонатные формации, сходные с описанной карбоновой, широко распространены на других платформах и возникали в самые различные эпохи геологической истории. К их числу принадлежат: силурийские, верхнедевонские и артинские карбонатные отложения Русской платформы; кембрийская карбонатная толща Сибирской платформы и сходные осадки на Китайской платформе; карбонатные толщи  $S_1 + S_2$ , девона и нижнего карбона на Северо-Американской платформе; карбонатные осадки палеогена Африканской глыбы. Всюду это отложения весьма мелководные и преимущественно органогенные; всюду значительно развита доломитизация, а иногда и сульфатизация пород; всюду следы частых локальных, а иногда и более широких подвижек; наконец, всюду очень малая абсолютная интенсивность карбонатного процесса. Подсчеты, выполненные так же, как и ранее описанные, дали: для силура Русской платформы, при мощности в 200 м и длительности отложения в  $50 \cdot 10^6$  лет,  $1,0-1,2$  г/см<sup>2</sup>; для верхнего девона той же платформы, при средней мощности карбонатных пород 322 м и длительности  $25 \cdot 10^6$  лет,  $3,00$  г/см<sup>2</sup>; для артинских пород, с мощностью 86 м и длительностью  $15 \cdot 10^6$  лет,  $1,45$  г/см<sup>2</sup>; для кембрия Сибирской платформы, при мощности карбонатной толщи в 1000–1500 м и длительности  $90 \cdot 10^6$  лет, от  $2,75$  до  $4,12$  г/см<sup>2</sup>; для силура Северо-Американской платформы, на основании карты изопакит Ван-Вибе, цифры того же порядка, что для силура Русской платформы. Индивидуальные особенности у перечисленных карбонатных формаций обуславливаются главным образом разным составом породообразующих организмов. Но даже и при наличии специфических неповторимых черт у каждой из перечисленных формаций сходство между ними столь значительно и очевидно, что охарактеризованная выше каменноугольная карбонатная формация Русской платформы с полным правом может рассматриваться как основной тип платформенных карбонатных формаций вообще.

Имеются на платформе, однако, карбонатные толщи и совершенно иного характера. Их представителем являются отложения писчего мела и мергелей Русской платформы.

### 3. Формация писчего мела Русской платформы и ее аналоги

Верхнемеловой бассейн, отложивший писчий мел и замещающие его мергели, занимал, как известно, южную половину Русской платформы и сливался

непосредственно с морем Крымско-Кавказской геосинклинальной зоны (рис. 6, 7). По простиранию бассейн этот превышал 2500 км, по ширине достигал 1000–1200 км, т. е. практически не отличался от карбонового моря.

С точки зрения климатической верхнемеловой бассейн Русской платформы принадлежал, как известно (см. ниже, главу III), зоне субтропического, теплого климата. При этом нигде вдоль северной его окраины мы не замечаем никаких следов галогенных отложений; остатки их впервые появляются на крайнем востоке, в Ферганской и Таджикской депрессиях, а также в Северной Африке, т. е. за пределами собственно меловой формации. Эти факты указывают, как будто, на то, что область мелового бассейна сама находилась в полосе не только теплого, но и влажного климата. В этой же полосе находился и прилежащий с севера континент. Таким образом, климатическая ситуация верхнемелового бассейна существенно отличалась от ситуации бассейна каменноугольного.

При наличии теплого и влажного климата, огромное развитие чистейших карбонатных пород было возможно, очевидно, лишь при одном условии: если на прилежащем континенте рельеф был крайне пологий, выровненный, пенепленизированный, подававший ничтожное количество обломочных частиц. На таком континенте естественно ожидать интенсивного развития элювиальных процессов и формирования мощной коры выветривания. К сожалению, до настоящего времени непосредственных следов этой коры не дошло. Но в составе глинистых минералов мела и мергелей имеются указания на ее наличие и медленно происходивший смыв ее. Так, в тонких фракциях нерастворимого остатка кампанского мела из Белгорода, кампанского цементного мергеля из Амвросиевки и сантонского мела из Подгорной А.Н.Ляминой рентгенографически установлены каолинит и гидрослюда.

Объем сохранившихся до настоящего времени карбонатных осадков, начиная от турона до маастрихтского яруса включительно, составляет, по В.М.Ратынскому, 210 км<sup>3</sup>; объем терригенных осадков–песков, глин и опок – 58 км<sup>3</sup>. Отсюда видно, что карбонатные породы составляют 78% от всей массы сохранившихся осадков, что несколько отличается от соотношений, наблюдавшихся в палеозое.

В настоящее время благодаря прежним исследованиям А.Д.Архангельского [1912] по поволжскому мелу и новейшей работе Г.И.Бушинского по мелу Днепровско-Донецкой впадины [Бушинский, 1947], мы весьма подробно осведомлены относительно петрографии и условий отложения мергельно-меловой формации и о ее специфических особенностях сравнительно с другими карбонатными формациями платформ.

Основными породами верхнемеловой формации Русской платформы являются писчий мел и мергели, обычно замещающие мел в более прибрежной части бассейна, а иногда (как в сантоне) становящиеся главной породой горизонта. Типичный мел содержит до 95–98 % CaCO<sub>3</sub>, сложенного частью органическими остатками (кокколитами, рабдолитами, фораминиферами и другой микрофауной), частью порошкообразным кальцитом.

Количество кокколитов колеблется от 10 до 75%, фораминифер – обычно 4–6%, но иногда много больше – до 40%. Моллюски в мелу и мергелях довольно разнообразны. Чаще всего встречаются двусторонки из рода *Inoceratus*, реже устрицы и *Pecten*. Все они больше распространены в окраинных, очевидно более мелководных частях бассейна. “В центральной части моря остатки моллюсков, в том числе и иноцерамов, не имеют существенного порообразующего значения. В тонких мелах и мергелях раковины устриц и иноцерамов имеют естественное положение. В грубых породах они обычно опрокинуты и только *Spondylus spinosus*, благодаря корневидным шипам, прони-

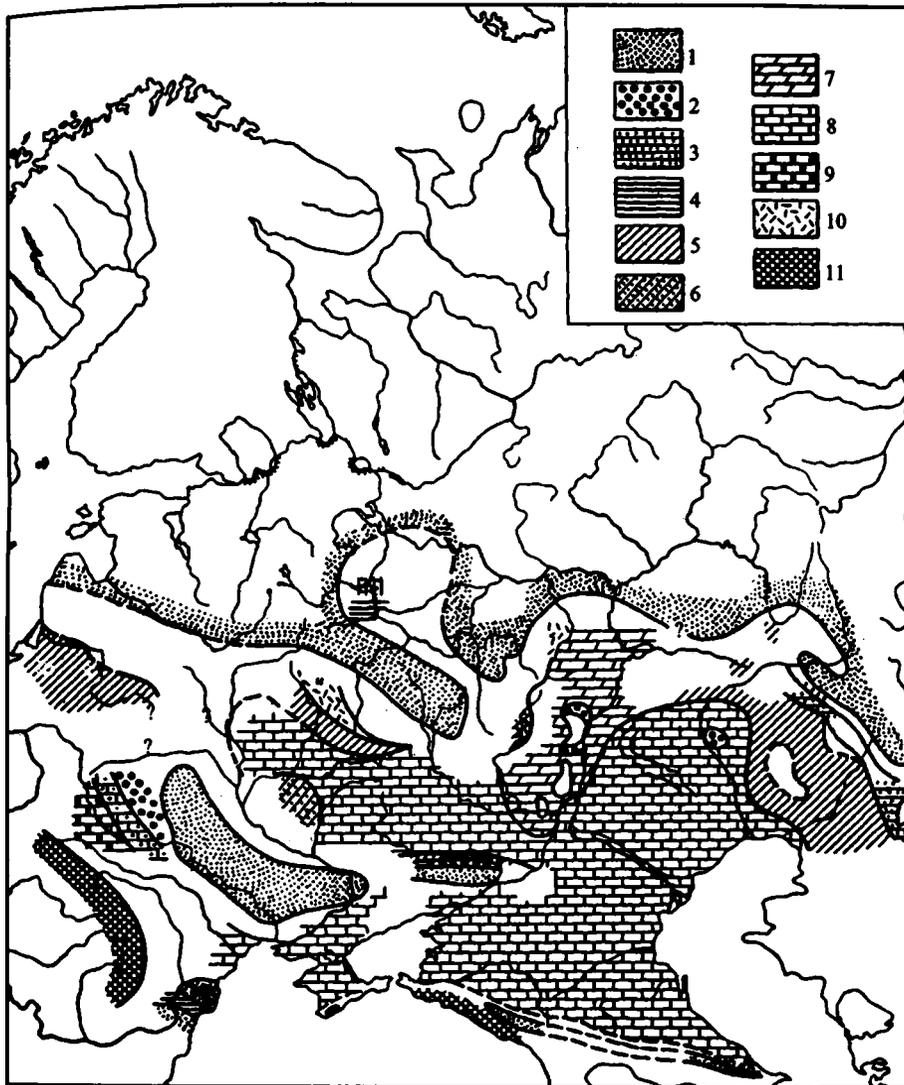


Рис. 6. Палеогеография Русской платформы в туроне (по В.Н.Соболевской)

1 – суша; 2 – кварцевые пески; 3 – глины песчаные; 4 – глины; 5 – мергели; 6 – песчаные мергели; 7 – мел грубый песчанистый; 8 – мел типичный; 9 – кремнистые известняки; 10 – опоки; 11 – флиш. Белым внутри контуров моря показаны участки, где морские осадки уничтожены последующим размывом

кающим в мел, удержался в своем естественном положении” (Г.И.Бушинский).

Из плеченогих в мелу встречаются лишь теребратулиды и ринхонеллы, но весьма редко, а в чистых мелах почти отсутствуют.

Остатки прочих известьевыделяющих организмов – мшанок, морских лилий, морских ежей, одиночных кораллов и трубчатых червей – составляют ничтожную часть мела и мергелей и практически породообразующего значения не имеют.

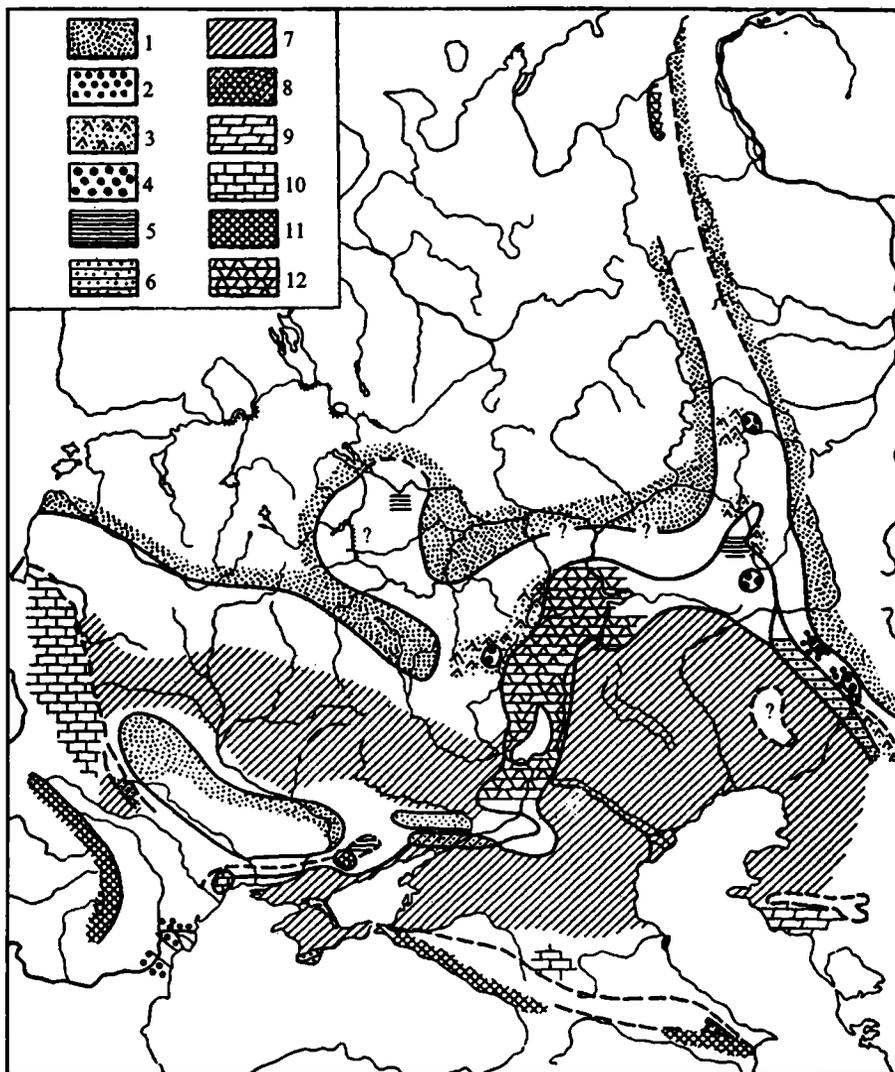


Рис. 7. Палеогеография Русской платформы в сантоне (по В.Н.Соболевской)

1 – суша; 2 – кварцевые пески; 3 – пески кварцево-глауконитовые; 4 – фосфориты; 5 – глины; 6 – песчаные глины; 7 – мергели; 8 – песчаные мергели; 9 – грубый песчаный мел; 10 – мел; 11 – флиш; 12 – глинистые опоки. Знаки в кружках показывают породу, лежащую в основании разреза и покрытую осадками, обозначенными около кружков

Очень важно отметить, что донные известковые водоросли в меле и мергелях не встречаются, но в более мелководных отложениях, например, в песках (близ балки Коноплянки – Донбасс), остатки *Amphiroa* играют существенную роль.

Наряду с перечисленными органогенными формами карбоната, образующими до 60–70%  $\text{CaCO}_3$ , в меле всегда имеется и порошкообразный кальцит. “Форма гранул кальцита более или менее округлая, иногда слегка удлинённая, размеры обычно 0,5–2 мкм, редко до 10 мкм. Различимых граней они не име-



**Рис. 8.** Текстура мелового мергеля Русской платформы (по Г.И.Бушинскому)  
Видны ходы илоседов

ют, игольчатых кристалликов не встречалось. Одни из гранул являются монокристаллами, другие – сростками, но у самых малых частиц и этого различить не удастся. Содержание порошкового кальцита в мергельно-меловых породах варьирует очень широко – обычно от 5 до 60%. По отношению к карбонатной части содержание порошкового кальцита в различных породах следующее: чистый мел 20–60% (обычно около 50%); тонкие мергели 30–60%; микрослоистый мел и мергель 90%; известковистые глины 25–40%; известковистые пески 10–40%” (Г.И.Бушинский).

Некарбонатная часть в мелу составляет всего 2–3%, в песчанистом же мелу и в мергелях может доходить до многих десятков процентов. Характерен ее механический и минералогический состав. Частицы > 0,01 мм составляют от 2 до 15–18% нерастворимого остатка, остальное – пелитовый материал с размерами частиц по большей части 0,001 мм. Из минералов представлены: кварц, полевые шпаты, акцессорные минералы, глауконит, каолинит, гидрослюда, монтморил-лонит (в отдельных прослоях – редко), опал, халцедон, цеолиты (часто), пирит или марказит. Характерно распространение глауконита. Он имеет округлую, почковидную или угловатую форму, зеленый цвет, диаметр обычно 0,05–0,1 мм. Количество глауконита в породе варьирует от 0,1 до 50%. Его очень мало в мелу и тонких мергелях, но его количество сильно возрастает в песчанистых мелах и мергелях.

Весьма интересна текстура мела, впервые раскрытая Г.И.Бушинским благодаря применению им нового метода “проявления” текстур, путем пропитывания образцов мела маслом (машинным) (рис. 8). «На поверхности проявленного образца, – пишет он, – видны то светлые, то темные округлые пятна, полосы и комья с отростками. На полосах часто можно видеть поперечные полуокружности, направленные выпуклостью в одну сторону. Эти полуокружности являются наиболее важным доказательством хода червя, периодически передвигавшегося в направлении, обратном выпуклостям. Следовательно, “полосы” представляют собою фекальные стержни. Они имеют округ-

лое поперечное сечение. Первоначально они были приняты за ходы плоских червей, но возможно, что это следы меандрирующих (?) видов, аналогичных современным короодам. “Округлые пятна” являются либо поперечными сечениями ходов, либо фекальными зернами. Комья с отростками еще не разгаданы, возможно, это остатки голотурий (?)».

“Наряду с проявлением следов илоядных животных, почти во всех чистых мелах и в некоторых мергелях обнаруживается брекчиевидная структура, vznikшая, возможно, на дне моря в процессе диагенеза, в результате обезвоживания и усадки известкового ила”.

Чрезвычайный интерес издавна возбуждал вопрос о глубинах отложения мела. Наметились сторонники как относительной глубоководности меловых осадков (А.Д.Архангельский), так и сторонники его мелководного отложения (Л.В.Пустовалов, Л.Ш.Давиташвили). Аргументация А.Д.Архангельского, оперировавшего, как известно, видовым составом фораминифер, в настоящее время уже не может поддерживаться. Общая же ситуация и свойства мела и замещающих его пород заставляют полагать, что в обеих конкурирующих точках зрения есть зерно истины и что меловые породы Русской платформы представляют собою отложения весьма разных глубин.

“По южной окраине Донбасса у совхоза № 5, — по Г.И.Бушинскому, — залегает сеноманский песчаный мел или известковистый песчаник, состоящий из тонкого известкового материала, преимущественно кокколитоидов и примеси крупнозернистого, грубоокатанного кварцевого песка. Такое сочетание столь разнородного материала говорит об образовании этого мела вблизи от берега, на небольшой глубине, в лагуне или заливе”. К этому можно добавить, что в известковистых песках, единственной фации верхнемелового моря, наблюдаются местами донные известковые водоросли *Amphyroa*, явное доказательство их небольших глубин. Наличие кокколитофорид в таких мелководных осадках объясняется тем, что они обитают не только в открытом море, но и в заливах, и нередко здесь процветают. Так, в заливе Осло, по данным Свердрупа, Джонстона и Флеминга [Sverdrup et al., 1942], кокколитофориды “цветут” в таком изобилии, что вода становится похожей на молоко. Таким образом, карбонатные породы меловой формации начинали отлагаться уже вблизи берега, на очень малых глубинах.

Описанный случай не единственный. “По направлению к краевым частям Днепровско-Донецкой впадины тонкие мела и мергели вследствие примеси песка и обломков раковин моллюсков становятся грубыми и даже переходят в пески. Вместе с тем, в грубых мелах толщина створок раковин устриц и иноцерамов увеличивается; они редко сохраняют свое естественное положение, часто бьются поломаны и перевернуты. Все это свидетельствует о следах работы движущейся воды, скорее всего — волнения. Но и такие грубые мела, как, например, жиздренские и дмитровские, или сеноманский мел многих районов содержат 90–95%  $\text{CaCO}_3$ , т. е. являются довольно чистыми. Глубина накопления этих мелов была, вероятно, порядка 100–200 м” (Г.И.Бушинский).

Что касается собственно писчего (“тонкого”) мела, то полное отсутствие в нем всяких следов воздействия движущейся воды на осадок, скудость обладающего карбонатными раковинами макробентоса и обилие планктона заставляют допускать его осаждение на еще больших глубинах, порядка 200–500 м, а может быть и глубже.

Из сказанного следует, что карбонатные породы  $\text{Cr}_2$  Русской платформы отлагались на всех тех глубинах, где по физическим условиям (движения воды) мог накапливаться илистый осадок: в заливах и лагунах, начиная от берега, а в открытом море, начиная с глубины 100–150 м и глубже. При этом главная масса мела и мергелей принадлежит именно к последней, относительно глу-

боководной, области и должна рассматриваться, по-видимому, как представитель верхнемеловых гемипелагических осадков.

В заключение несколько слов относительно средней абсолютной скорости накопления мела. Относящиеся сюда данные, вычисленные таким же способом, как и ранее описанные (см. выше), сведены в табл. 2.

**Таблица 2.** Абсолютная скорость накопления карбонатных пород верхнего мела

| Века                                    | Объем<br>в тыс.<br>км <sup>3</sup> | Площадь<br>в тыс. км <sup>2</sup> | Средняя<br>мощ-<br>ность в м | Средний<br>объем-<br>ный вес | Средняя абсолют-<br>ная скорость в г/м <sup>2</sup><br>за 1000 лет |
|---|------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|------------------------------|--|
| Туронский                               | 48                                 | 1511                              | 32                           | 2                            | 1,6  |
| Коньякский                              | 16                                 | 1275                              | 13                           | 2                            | 0,64   |
| Сантонский                              | 47                                 | 1638                              | 30                           | 2                            | 1,5  |
| Кампанский                              | 56                                 | 1209                              | 46                           | 2                            | 2,3  |
| Маастрихтский                           | 43                                 | 1056                              | 41                           | 2                            | 2,2  |
| В среднем за C <sub>72</sub> в<br>целом | —                                  | —                                 | 162                          | 2                            | 1,2  |

Как видим, средняя скорость накопления мела равна или ниже минимальной цифры карбонатакопления на платформе в карбоновое время.

В чем же заключается специфика меловой формации сравнительно с ранее описанными карбонатными формациями платформы?

Решающее отличие заключается в том, что меловая формация есть в основном образование гемипелагического типа, тогда как обычно карбонатные формации платформ суть типично шельфовые отложения и даже преимущественно верхней половины или четверти шельфа. Отсюда сами собою вытекают все особенности состава меловой формации как минерального тела. Она представляет собою в основном *планктоногенное* образование, возникшее за счет кокколлитов, тогда как формации, ранее описанные, суть отложения бентогенные и, в частности, зоогенные. Меловая формация вовсе не доломитизирована и не несет никаких следов лагунного происхождения, тогда как обычные карбонатные формации платформ резко доломитизированы и часто несут включения сульфатов, флюорита, целестина.

По всем названным признакам меловая формация Русской платформы является как бы дополнением к обычным карбонатным формациям платформ, дополнением, расширяющим фациальный профиль древнего морского карбонатообразования и наращивающим его в более глубоководной, гемипелагической части.

За пределами Русской платформы меловые отложения того же типа известны из Западной Европы (Англия, Франция, Германия) и из США. Возможно, что аналоги имеются также и на территории Африки.

#### 4. Карбонатная формация южной части Предуральяского прогиба и ее аналоги

Третий обособленный тип карбонатных формаций складывается карбонатными породами предгорных прогибов. Интересным примером их являются сакмарско-артинские осадки Предуральяского прогиба, наиболее детально изученные пока в южной Башкирской его части (А.А.Трофимук, Д.Ф.Шамов, Д.М.Раузер-Черноусова, А.Я.Виссарионова, И.В.Хворова, Г.И.Теодорович), а также на Уфимском плато (М.М.Толстихина, В.Д.Наливкин, В.П.Маслов).

Как известно, в сложении сакмарско-артинской карбонатной формации Башкирского Приуралья различают четыре отчетливо выраженные и примерно параллельно пролегающие полосы: 1) восточный склон платформы; 2) окаймляющая его с востока полоса рифовых образований, отвечающая западному борту прогиба; 3) дно прогиба; 4) поднятия Кинзебулатовское, Карлинское, Николаевско-Воскресенское (рис. 9).

На восточном склоне платформы, судя по скважинам у с. Аллагувата, Костяковки, у г. Уфы и в других местах, развита толща обычного платформенного облика, сложенная почти исключительно детритусовыми органогенными известняками (рис. 10). Из организмов в большом количестве встречаются крупные фузулиниды, штафеллы, мелкие фораминиферы и членики криноидей; в отдельных участках довольно многочисленны брахиоподы; более редки колониальные кораллы, обломки мшанок и известковые водоросли. Бедно представлены – мшанки, одиночные кораллы, гидрактиниоиды и известковые водоросли. Остатки организмов находятся в виде более или менее крупных обломков и только колониальные кораллы сохраняются здесь в своем прижизненном положении. Местами проявляется тонкая слоистость, намечаемая прослойками темно-серой глины; в отдельных случаях в породе отмечаются участки окремнения, особенно обильные в самих верхах разреза.

Таблица 3 дает представление о чистоте карбонатных пород восточного склона платформы и о мощностях их.

Таблица 3. Нерастворимый остаток карбонатных пород Западной зоны Предуральяского прогиба

| Горизонты                                 | Мощность в м | Количество анализов | Колебания нерастворимого остатка в % | Среднее содержание нерастворимого остатка в % |
|---|--------------|---------------------|--------------------------------------|---|
| Гор. с <i>Ps. lutugini</i> , верхняя зона | 160          | 67                  | 0,14–7,42                            | 1,23  |
| То же, нижняя зона                        | 40           | 14                  | 0,26–1,22                            | 0,59  |
| Гор. с <i>Ps. Urdalensis</i>              | 75–70        | 16                  | 0,10–1,88                            | 0,57  |
| Гор. с <i>Ps. Moelleri</i>                | 120–75       | 27                  | 0,10–1,45                            | 0,36  |
| Гор. швагериновый                         | 90           | 16                  | 0,04–0,78                            | 0,33  |

Отложения в полосе развития рифов доступны изучению уже не только по кернам скважин, но и по естественным обнажениям в шиханах.

Оказалось, что в составе массивов и шиханов можно распознать в общем те же основные петрографические типы известняков, что и на платформе: биоморфные (или биогермные), детритусовые, шламмовые и микрозернистые, афанитовые известняки. Но на первое место выступают уже биоморфные разности, к тому же специфического состава.

И.В.Хворова различила среди биоморфных известняков шиханов 4 типа: коралловый, гидрактиниоидный, мшанковый и губковый, сообразно с тем, какой тип породообразующих организмов преобладает. Обычно известняки эти переходят по простиранию и по вертикали в детритусовые, эти последние – в шламмовые.

Характерную особенность биогермных известняков составляет частое наличие остатков водорослей и ясные следы воздействия волнений на дно, свидетельствующие о крайне мелководных условиях отложения осадков.

Все разности карбонатных пород располагаются в разрезе шиханских гор-одиночек не в виде выдержанных прослоев, а беспорядочными пятнами. В то же время, можно подметить и некоторые закономерности в сложении сакмарского разреза рифовой зоны. «Швагериновый горизонт, – пишет И.В.Хворова, –

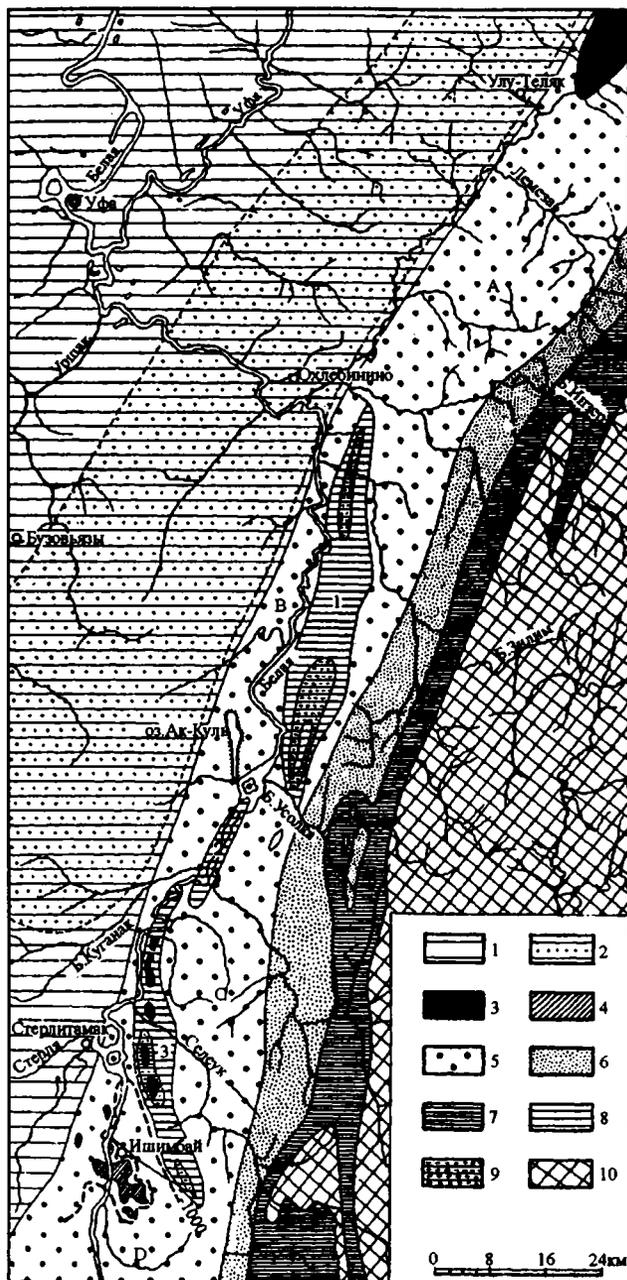


Рис. 9. Основные черты фациальной зональности сакмарско-артинских пород на Южном Урале

1 – восточный склон Русской платформы; 2 – Рязано-Охлебининский вал; 3, 4 – рифовая фация сакмарско-артинских отложений: 3 – Шиханы, 4 – погребенные Ишимбаевские массивы; 5–7 – артинские отложения: 5 – районы глубокого погружения, 6 – районы незначительного погружения, 7 – поверхностные выходы; 8 – поднятия артинских пород в области Предуральского прогиба (1 – Николаевско-Воскресенское, 2 – Карлинское, 3 – Шиханское); 9 – особенно высоко приподнятые участки артинских пород внутри Предуральского прогиба; 10 – породы, подстилающие артинские отложения. Депрессии: А – Симская, В – Бельская, С – Салиховская, D – Юлдашевская.

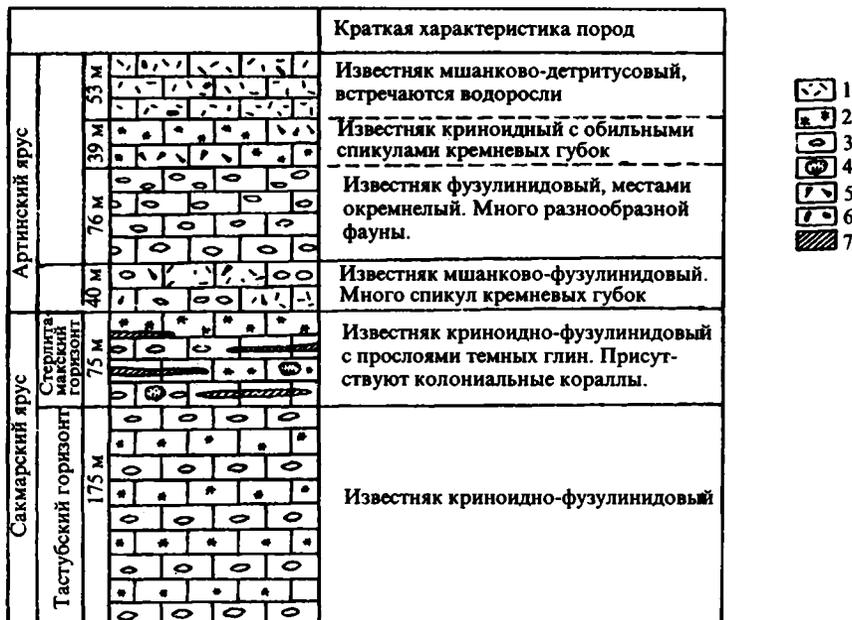


Рис. 10. Разрез сакмарско-артинских отложений восточной окраины Русской платформы (по И. В. Хворовой)

1–3 – известняки: 1 – мшанковый, 2 – криноидный, 3 – фузулинидовый; 4 – колониальные кораллы; 5 – спикулы кремневых губок; 6 – водоросли; 7 – глина

сложен афанитово-шламмовыми, водорослевыми и мшанковыми известняками. В кровле горизонта местами появляются гидрактиноидные и кораллово-фузулиновые отложения. Тастубский горизонт состоит в основном из мшанковых, детритусовых и биогермных пород. «Водорослевые» и афанитовые разности здесь присутствуют в меньшем количестве, чем в швагериновом горизонте, а гидрактиноидные, фузулиновые и коралловые отложения, хотя и имеют подчиненное значение, но встречаются чаще, чем в нижележащих слоях. Для стерлитамакского горизонта характерно преобладание гидрактиноидных и фузулиново-коралловых известняков, хотя мшанковые известняки здесь имеют тоже большое значение. Афанитовые известняки и водорослевые биогермы здесь исчезают». Таким образом, на протяжении сакмарского века происходило постепенное изменение осадков от тонких карбонатных илов и связанных с ними хрупких биогермных, мшанковых и водорослевых построек к гидрактиноидным биогермам и грубым детритусовым образованиям, с которыми нередко связаны размыты.

Сходную, хотя и не вполне тождественную последовательность в вертикальной смене разных типов известняков обнаруживают Ишимбаевские погребенные рифовые массивы. Главнейшее отличие их заключается, – по Д. Ф. Шамову, – в отсутствии среди пород швагеринового горизонта афанитовых разностей и в преобладании с самого же основания швагериновых слоев мшанок и известковых водорослей, образующих биогермы. В горизонте *Ps. moelleri* основными рифообразователями, наряду с мшанками, становятся гидрактиноиды; увеличивается содержание колониальных кораллов. В горизонте с *Ps. urdalensis* среди биогермных известняков особого изобилия достигают гидрактиноидные известняки; многочисленны также мшанковые, не-

сколько реже встречаются колониально-коралловые и очень редко – водорослевые известняки. Отмечается убывь фузулинид в детритусовых известняках. В горизонте с *Ps. lutugini* из биогермных разновидностей представлены: внизу мшанковые и гидрактиниоидные, выше мшанковые и кладохунусовые известняки, состоящие из скопления одиночных кораллов. Мощности и чистота рифовых известняков показаны в табл. 4.

Таблица 4. Содержание нерастворимого остатка в породах рифовой зоны

| Горизонты                                | Мощность<br>в м | Колебания<br>нераствори-<br>мого остатка<br>в % | Среднее со-<br>держание не-<br>растворимого<br>остатка в % | Коли-<br>чество анали-<br>зов |
|--|-----------------|---|--|-------------------------------|
| Гор. швагериновый                        | 350–500         | 0,06–1,60                                       | 0,32   | 93                            |
| Гор. с <i>Ps. moelleri</i>               | 100–200         | 0,10–1,08                                       | 0,34   | 37                            |
| Гор. с <i>Ps. urdalensis</i>             | 125–300         | 0,07–1,94                                       | 0,31   | 130                           |
| Гор. с <i>Ps. lutugini</i> , нижняя зона | 50–150          | 0,12–1,60                                       | 0,32   | 64                            |
| То же, верхняя зона                      | 250–400         | 0,16–2,16                                       | 0,59   | 71                            |
| Верхнеаргинские отложения                | ?               | 0,30–2,78                                       | 1,04   | 68                            |

Из цифр явствует исключительная чистота карбонатных пород нижних и средних горизонтов и ясное обогащение обломочным материалом верхних двух горизонтов. Породы рифовой фации часто доломитизированы и частью пронизаны сульфатными включениями. Б.П.Беликов, по кернам и по литературным данным изучивший эти явления, установил следующие два существенных обстоятельства. Во-первых, доломитизация пород массивов представляет собою явление весьма пестрое. Доломитизированные участки лежат весьма ограниченными пространственно пятнами прихотливых очертаний и быстро сменяются участками, лишенными доломита. Такой характер доломитизации прекрасно виден на рис. 11, где сведен фактический аналитический материал. Во-вторых, сульфатизация распространена по телу массивов так же прихотливо, как и доломитизация в виде линз. В верхних частях массивов сульфатизация локализуется приблизительно в зонах доломитизации, со многими, однако, в деталях отступлениями. Есть случаи, когда сульфатизация идет не по доломитизированным породам; больше того, особенно богатые ангидритом породы обычно доломита почти не содержат. В нижних частях массивов, там, где они пройдены глубокими скважинами, картина совершенно меняется: глубже 500 м от поверхности массивов сульфатизация практически исчезает, несмотря на наличие доломитизации. Иными словами, *между доломитизацией и сульфатизацией органической связи нет.*

Описанные факты доказывают, что прихотливо-пятнистое расположение доломитизированных участков в массивах обязано их вторичному, диагенетическому происхождению. Что же касается сульфатизации, то ее происхождение эпигенетическое и связано с последующей историей массивов в кунгурское время. Когда после периода континентальной эрозии и карстования массивы погружались под уровень кунгурской соленой лагуны, они естественно впитали в себя много этих вод; последующее осаждение из них  $\text{CaSO}_4$  и стало причиной сульфатизации массивов. Таким образом, в современном своем виде карбонатная толща массивов несет черты не только первичные, но и явно эпигенетические.

Восточнее массивов, на территории депрессий, т. е. на участках, отвечающих дну предуральского прогиба, в сакмарско-артинское время отлагались карбонатные осадки, не имеющие ничего общего с полосой массивов. Эти осадки вскрыты серией скважин, с одной стороны, к югу от Ишимбаевских

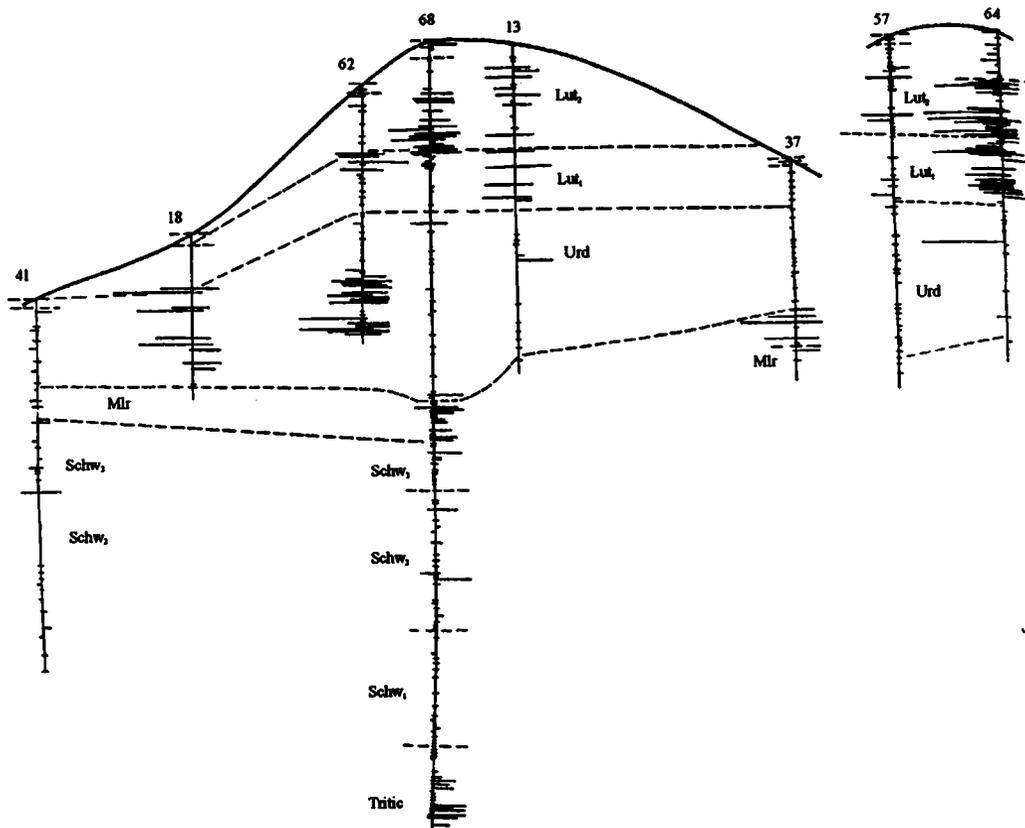


Рис. 11. Распределение доломита и сульфатов кальция в разрезе Восточного массива (по Б.П.Беликову)

Schw. – швагериновый горизонт; Mir. – тастубский горизонт; Urd. – стерлитамакский горизонт; Lut. – лутугинский горизонт; Tritic – тритиговая толща. Масштаб 1:5000; масштаб отложения 2% = 1 мм; MgO – направо от ординаты; SO<sub>3</sub> – налево от ординаты; глубины абсолютные

массивов у с. Юлдашева, с другой – скважинами в так называемой Смакаевской депрессии, – прямо на восток от Ишимбаевских массивов. Эти же породы обнаружены буровым профилем у с. Орловки южнее горы Тратау, а также несколькими скважинами, пробуренными к востоку от самой горы Тратау. Наконец, этот же тип осадков выходит на западном склоне Урала, слагая горизонты швагериновый, тастубский и стерлитамакский. Лутугинский горизонт здесь образован мощной пачкой глинисто-песчаных пород до 700 м мощностью, а верхнеуртинский – песчано-конгломератовыми накоплениями.

Отличительной чертой карбонатных фаций депрессионного типа является, прежде всего, их малая мощность. В то время как в более западных полосах сакмарско-уртинские отложения достигают 900–1200 м, депрессионный разрез измеряется всего 90–100 м. Характерно при этом, что в такой малой мощности представлены все те же горизонты, что и в зоне массивов. Так, швагериновый горизонт измеряется всего 14 м, тастубский 23 м, стерлитамакский 22 м, лутугинский в обеих зонах 33 м. Иными словами, в депрессиях мы имеем полный, но резко уменьшенный по мощности разрез сакмарско-уртинских пород, почему эти осадки и были названы Д.Ф.Шамовым фацией малых мощностей.

Петрографически депрессионный разрез представлен также существенно иначе, чем разрез других зон.

Здесь встречаются известняки, доломиты, мергели. Среди известняков биоморфный тип полностью отсутствует; основу составляют микрозернистые разновидности, к которым присоединяются детритусовые и шламмовые известняки и мергели.

*Афанитовые известняки* чаще всего темные, микрозернистые, с раковинным изломом. Образованы они микрозернистым карбонатом, в котором присутствует незначительное количество тонкого органогенного материала. Встречается пирит.

*Мергели* и глинистые известняки черные или буроватые, битуминозные, нередко с сильным сероводородным запахом. Местами порода содержит алевроитовый материал. Органические остатки довольно редки. Встречаются растительный детритус, остатки рыб, аммониты и кремневые организмы – губки и радиолярии. Обычно много пирита, иногда редко рассеянного в породе, а иногда образующего тонкие прожилки. Местами мергели почти не содержат карбонатной примеси, переходя в аргиллиты. Встречаются эти породы преимущественно в верхней части разреза и в наиболее восточной части района.

“Поверхности наслоения в глинистых известняках и мергелях зоны малых мощностей, – пишет Д.Ф.Шамов, – обычно строго параллельны друг другу и не несут на себе каких-либо следов размыва, волноприбойных знаков, ряби или других следов движущейся воды. Не наблюдается на них и следов деятельности бентонных организмов. Положение поверхностей наслоения горизонтальное или имеет небольшой (5–10°) угол наклона. Весьма часто на поверхности наслоения отмечаются мелкие и крупные растительные остатки и в отдельных случаях – мелкие чешуйки, являющиеся, вероятно, чешуйками рыб.

У подножия южного склона горы Тратау в буровом разрезе в микрослоистых мергелях наблюдались признаки подводного оползания. В отдельных кусках керна круто наклоненное, почти вертикальное наслоение в пределах того же керна без всяких следов размыва сменяется наслоением, почти горизонтальным”.

Вдоль западного склона Урала в осадках малых мощностей местами (например у Арларова) отмечается значительная фосфатизация пластового типа. Степень чистоты осадков видна из табл. 5.

**Таблица 5.** Содержание нерастворимого остатка в породах “фации малых мощностей”

| Горизонты       | Колебания нерастворимого остатка в % | Среднее содержание нерастворимого остатка в % | Количество анализов |
|-----------------|--------------------------------------|---|---------------------|
| Швагериновый    | 0,28–44                              | 12,53   | 79                  |
| Тастубский      | 0,58–21,32                           | 8,01  | 9                   |
| Стерлитамакский | 7,36–59,08                           | 34,33   | 8                   |
| Лутугинский     | –                                    | –   | –                   |
| Верхнеартинский | 4,42–71,44                           | 31,60   | 11                  |

Из таблицы отчетливо видны как большая общая загрязненность пород обломочным материалом, так и прогрессирующее возрастание загрязнения вверх по разрезу, аналогично тому, что отмечалось в более западных зонах.

На поднятиях внутри прогиба (Кинзибулатовском, Николаевско-Воскресенском, Карлинском) разрез сакмарско-артинских пород отличается от разрезов других фациальных зон своей неполнотой и наличием многочисленных перерывов. Первый, может быть наиболее отчетливый, перерыв констатируется

между  $C_3$  и швагериновым горизонтом. Этот перерыв устанавливается на всех структурах, причем охватывает достаточно большой промежуток времени, ибо швагериновый горизонт представлен обычно своей верхней частью, налегает же он нередко прямо на тритицитовые слои. Между швагериновым горизонтом и тастубскими слоями на северной части Карлинской структуры вновь существует размыв; в других местах он пока не констатирован. Стерлитамакские слои на Новом Шихане и на северной части Карлинской структуры ложатся прямо на швагериновый горизонт, и, значит, перед нами новый и достаточно значительный размыв, приведший к местному уничтожению тастубских слоев. Верхнеартинские слои на всех структурах лежат на размытой поверхности подлежащих отложений, вплоть до очень древних швагериновых осадков. Между кунгуром и артинскими слоями также на всех структурах явственный перерыв. Из этих фактов видно, что осадконакопление на Николаевской, Карлинской и Кинзибулатовской структурах, в отличие от седиментации на всех остальных участках прогиба, было сложным процессом, то приостанавливавшимся, то вновь возобновлявшимся. При этом приостановка сопровождалась более или менее значительным, иногда полным уничтожением предшествующего горизонта (или горизонтов). Нужно иметь в виду также, что помимо значительных поднятий на границе отдельных горизонтов имелись более мелкие и локальные подвижки в швагериновое, тастубское и стерлитамакское время. Следом их являются известняковые брекчии в швагериновых слоях (скв. 3/34, 2/32 и др.), в тастубских, стерлитамакских и верхнеартинских слоях Карлов. Все эти крупные и мелкие перемывания только что отложенных осадков привели к тому, что стратиграфический разрез сакмарско-артинских слоев на Николаевской, Карлинской и Кинзибулатовской структурах резко редуцирован, а иногда от него остаются лишь незначительные обрывки на крыльях (например, в Кинзибулатовке) и частью на своде.

Что касается петрографического типа карбонатных пород на структурах, то среди них встречаются обычные детритусовые и шламмовые известняки, частью и афанитовые; имеются косвенные указания на биогермные накопления. Кроме того, часты карбонатные брекчии, иногда с очень крупными глыбами.

Истолкование физико-географической обстановки сакмарско-артинской эпохи, данное впервые Д.Ф.Шамовым и А.А.Трофимуком и сохраняющее свою силу донныне, приводит к очень интересной картине.

Осадки восточной окраины платформы – детритусовые известняки с водорослями и прочей фауной – по сумме своих признаков представляют осадки обычного для платформы мелкого моря. Специфическую черту этого бассейна составляла лишь повышенная, против обычной платформенной, скорость накопления карбонатного материала. Принимая, что мощность сакмарско-артинских пород от 500 до 900 м и что длительность эпохи их отложения  $15 \cdot 10^6$  лет, получаем, что в 1000 лет отлагалось от 8,25 до 15 г/см<sup>2</sup>. Это в несколько раз выше, чем мы привыкли видеть на платформе.

Значительно больше сомнений возбуждало у исследователей толкование генезиса погребенных Ишимбаевских массивов и гор одиночек (шиханов).

Не входя здесь (по недостатку места) в обсуждение разных точек зрения, укажу лишь, что в настоящее время, после работ Д.М.Раузер-Черноусовой, В.П. Маслова и И.В.Хворовой, единственно возможным является, по-видимому, истолкование погребенных массивов и шиханов в качестве эрозионных останцев, вырезанных из единого огромного пластообразного (биостромного) рифового тела – рифовой банки в один из моментов артинской истории, в частности, – в верхнеартинское время. Отсюда следует, что в сакмарско-артинское время на территории западного борта предгорного прогиба располагалась мелководная рифовая банка типа современной Флоридской или

Багамской отмели, а также австралийского Барьерного рифа. В пределах банки рифостроящие организмы образовывали местные сгущения, лишь слегка подымавшиеся над дном, не свыше 3–4 м, но никогда не образовывавшие тех горок, какие мы видим в этой зоне теперь в виде шиханов. Между банками, в понижениях, не имевших каких-либо постоянных и закономерных очертаний, сгружался органический детритус, полученный от разбивания раковинных остатков волнениями и от деятельности илоедов. Общая глубина рифовой полосы под уровнем моря, вероятно, не отличалась от глубины моря в полосе восточного края платформы. Но мощность накопившегося осадка была значительно выше – 1500–1200 м вместо 500–900 м. Отсюда абсолютная скорость карбонатонакопления составляла 20–25 г/см<sup>2</sup> за 1000 лет. Это наибольшая из известных пока оценок абсолютной скорости карбонатонакопления в открытом море. При сохранении постоянного мелководного режима зоны это означает повышенную интенсивность прогибания западного борта прогиба сравнительно с восточным краем платформы.

При истолковании условий отложения фации малых мощностей, выстилающей дно прогиба, мы должны исходить из двух достоверно установленных фактов: во-первых, из того, что разрез фаций малых мощностей стратиграфически эквивалентен разрезам более западных зон, т. е. содержит все те же горизонты, что и они, но лишь меньшей мощности; во-вторых, из того, что между горизонтами и внутри их отсутствуют всякие следы размывов и вообще действия волн; разрез непрерывен и породы с их тонкой слоистостью явно отлагались в условиях спокойной водной среды. При таких условиях становится неизбежным признать, что осадки фации малых мощностей, замещающие вкрест простирания рифовую зону, отлагались в условиях большего глубоководья, чем осадки рифовой зоны. Поскольку различия мощностей пород рифовой зоны и полосы малых мощностей равны примерно 1100–1400 м (см. выше), то эта цифра дает мерилу минимума глубин, господствовавших в центральной части Предуральского прогиба к концу артинского века. Действительные глубины были, вероятно, выше, так как скорость прогибания от края платформы на восток, к центру прогиба, возрастала (см. выше) и, кроме того, к разнице мощностей рифовой полосы и “малых мощностей” следует присчитать глубину дна моря в рифовой зоне (под уровнем воды). Это означает, другими словами, что фация малых мощностей представляет собою, как это впервые указано Д.Ф.Шамовым и было подтверждено рядом других исследователей, настоящую батинальную фацию. Облик породы – ее тонкозернистость, микрослоистость, а также облик фауны – накопление радиолярий, спикул губок, местами гониатитов – вполне согласуются с таким толкованием.

Характер стыка с рифовой полосой определяется тем обстоятельством, что скв. 121, расположенная на расстоянии около 1 км от южной окраины хребта Тратау, вошла уже в осадки малых мощностей, причем залегание верхнекарбонатовых отложений в этой области почти горизонтально и исключает какие-либо последующие тектонические смещения осадков. Мы сталкиваемся таким образом с поразительным фактом, когда резко различные глубины и, соответственно, осадки переходят друг в друга с необычайной быстротой и резкостью. По существу, западная рифовая зона опускалась к глубинам резким, очень крутым склоном, почти отвесной стеной. Вдоль рифовой полосы с СВ на ЮЗ этот откос был, по-видимому, не прямолинейен; рифовая зона то отгибалась на запад, образуя как бы “заливы”, то выступала на восток; вот почему мы констатируем, например, глубоководные осадки не только восточнее современных массивов, но иногда (в ограниченных “заливах”) и к западу от них, например, в Кажакском “заливе” к западу от погребенных Ишимбаевских массивов. Наличие крутого склона рифовой полосы к центральному глубоко-

воду определило две характерные черты батиальных осадков вблизи зоны контакта. Благодаря крутому склону при подвижках дна периодически происходили осыпания органогенного детритуса и в батиальных осадках появлялись прослойки мелководного облика (детритусовые известняки), наиболее распространенные, как известно, именно вблизи рифовой полосы. Кроме того, вблизи рифового откоса в некоторых случаях (как у горы Тратау) наблюдаются, по Д.Ф.Шамову, следы оплывания глубоководных осадков; очевидно, уклон дна и в батиальной зоне, вблизи границы ее с рифовой полосой, был достаточно крутым.

Что касается сопряжения батиальной зоны с восточным – уральским – бортом прогиба, то для сакмарского времени этот вопрос остается открытым, поскольку зона мощного прибрежного восточного осадкообразования для этого времени в Башкирском Приуралье неизвестна. Но для лугунинского времени вырисовывается пологий подъем дна в сторону Уральского берега, обусловленный, однако, не столько тектоническим фактором, сколько аккумулятивным – засыпанием прогиба огромной массой сносимого с Урала обломочного материала.

Будучи глубоководной, центральная часть Предуральского прогиба, однако, отнюдь не представляла собою простого корыта с однообразно устроенным дном. Выше указывалось, что на сводах Николаевско-Воскресенской, Карлинской и Кинзибулатовской структур разрез сакмарско-артинских пород изобилует перерывами, а породы часто указывают на мелководные условия их отложения. Отсюда само собой вытекает, что названные структуры возвышались на дне прогиба как острова или подводные отмели – “кордильеры”, вершинами своими то близко подходившие к уровню моря, то даже воздымавшиеся над ним и размывавшиеся.

Таким образом, общая обстановка карбонатакопления в Предуральском прогибе в сакмарско-артинское время была весьма своеобразна. Специфика ее не только в полосовом распределении в пространстве главных типов карбонатакопления, но и в несомненном наличии батиальных карбонатных пород, а также в исключительной интенсивности карбонатного процесса, раз в 6–10 превышающего обычную платформенную. При этом ускорение происходит исключительно за счет биогенного выделения  $\text{CaCO}_3$  организмами – преимущественно рифостроителями.

Нетрудно видеть, что все три отмеченные особенности карбонатной формации Предуральского прогиба прямо вытекают из тектонического режима прогиба. Существенную роль сыграл, вероятно, и обильный вынос реками с Урала фосфатов и нитратов, позволивших через усиление планктона интенсивно развиваться кальцитобразующему бентосу на удаленном от Урала борту прогиба.

Обращаясь к аналогам описанной карбонатной формации в других местах, необходимо отметить прежде всего, что аналогичные образования тянутся вдоль всего западного склона Среднего Урала почти до 60-й параллели. На территории Уфимского плато неясным остается только вопрос о зоне карбонатных осадков малых мощностей; остальные карбонатные зоны здесь сохраняются, видимо, без существенных изменений.

Из других предгорных прогибов, где имеются такого же типа, хотя, вероятно, и значительно слабее развитые карбонатные формации, нужно указать миоценовый Предкарпатский прогиб Украины с его толтровыми зонами и известняками к востоку от нее; эоценовый Предгималайский прогиб с его нуммулитовыми известняками и рифовыми фациями в Сев. Индии; наконец, верхнемеловой прогиб перед Скалистыми горами, где обширно были развиты известняки, но рифовых фаций в большом развитии, по-видимому, не было.

Линейность расположения карбонатных фаций, быстрота накопления карбонатного осадка на дистальном (по отношению к горной цепи) борту прогиба во всех названных случаях имеются. Неясным остается лишь вопрос о наличии батиальных осадков фации “малых мощностей”, отвечающей дну прогиба. Впрочем, если даже этой последней черты у названных карбонатных формаций и нет, это не может рассматриваться как препятствие к зачислению этих формаций в тот же тип, что и описанная только что формация Предуральского прогиба. Ибо присутствие или отсутствие батиальной зоны зависит в первую очередь от того, насколько предгорный прогиб был выражен геоморфологически, т. е. в рельефе. А этот признак в истории однородных структур может, как известно, сильно варьировать, почему и наличие батиальных карбонатных осадков в составе карбонатных формаций предгорных прогибов может рассматриваться лишь как факультативный, а не обязательный признак.

## 5. Карбонатные формации геосинклинальных зон

Петрографическое и фациальное изучение карбонатных формаций геосинклинальных зон является в настоящее время отстающим участком литологии осадочных пород. Поэтому все дальнейшее представляет собою лишь самую первую попытку разобраться в вопросе о специфике геосинклинального карбонатонакопления.

Изучение немногих подробных петрографических данных показывает, что, по-видимому, резких *петрографических и фациальных отличий геосинклинальных карбонатных пород от платформенных нет*. В деталях, однако, такие отличия несомненно имеются. Одно из них уже давно было указано А.Д.Архангельским [1934]: “На платформе,—пишет он,—известняки имеют светлую окраску и содержат минимальное количество органического вещества или даже бывают вовсе лишены последнего; исключение представляют лишь известняки кукерского горизонта побережья Финского залива, в которых встречаются целые прослои остатков синезеленых водорослей”, а также доманиковая фация D<sub>3</sub> и битуминозные известняки кембрия Сибирской платформы. “В орогенических же зонах, в частности, на Урале и в Средней Азии, мы часто встречаем темные и совершенно черные известняки, окраска которых зависит от большого содержания органического углеродного вещества”. Можно указать также, что только в геосинклиналях с достоверностью установлены пока рифовые тела классического типа, т. е. высокие горки, биогермы, высившиеся над дном прилегающего моря. Таковы триасовые рифы Восточных Альп (Динер), а также рифовые известняки D<sub>2</sub> восточного склона Северного Урала (С.М.Андронов). В геосинклиналях же довольно широким распространением пользуются микрозернистые, обычно несколько глинистые известняки, часто плитчатые, которые либо вовсе лишены органических остатков, либо содержат почти исключительно планктонную фауну. Таковы пероподовые мергели D<sub>2</sub> и гониатитовые известняки D<sub>3</sub> Рейнских сланцевых гор в Германии; гониатитовые известняки юры и нижнего мела Западных Альп; эоценовые фораминиферовые мергели Кавказа и др. Хотя и нет пока совершенно бесспорных доказательств, но по общим условиям нахождения подобного рода образований, а именно: по приуроченности их в эпоху их формирования к структурам типа синклиналиев, очень вероятно, что они представляют собою относительно глубоководные отложения. Характерно также, что разнообразная сульфатизация карбонатных формаций платформенного типа, частое включение ими образований лагунного типа у формаций геосинклинальных представлено очень слабо и часто полностью отсутствует.

Гораздо резче выступают отличия геосинклинальных карбонатных формаций от платформенных в характере их распространения и в распределении внутри формации разных фациальных групп. На платформах, как уже указывалось выше, карбонатные породы лежат огромными сплошными массивами, а внутри массива разные фациальные типы пород – крупными, неопределенных очертаний пятнами. Как следует из данных по Уралу, Кавказу, Альпам и пр., в геосинклиналях карбонатные формации располагаются длинными, вытянутыми по общему простиранию геосинклинальной зоны лентами, полосами, пятнами, которые либо примыкают к обширным карбонатным полям платформ, либо обрамляются со всех сторон крупными и сплошными полями геосинклинальных обломочных пород. Нередко карбонатная геосинклинальная формация вообще сводится лишь к крупному штоку рифогенных накоплений среди вулканогенных толщ. Внутреннее строение геосинклинальных карбонатных формаций также существенно отлично от платформенного. Разные фациальные типы известняков вытягиваются узкими, длинными полосами в общем вдоль простирания геосинклинальной зоны, приурочиваясь к разным структурным единицам. Очень хорошо это обнаруживается на примере юры и нижнего мела Западных Альп [Страхов, 1948].

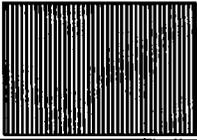
*Именно это своеобразное строение геосинклинальных карбонатных накоплений прежде всего и заставляет выделять их в самостоятельные карбонатные формации, отличные от формаций платформенных и формаций переходных прогибов.*

Всегда ли в сложении карбонатных формаций прогибов можно уловить столь ясную связь со структурой ложа и столь ясные отличия фаций на антиклинориях от фаций в синклинориях, остается неясным. Это должно стать задачей дальнейших исследований. Точно так же на долю будущего остается и исследование абсолютных скоростей формирования карбонатных осадков геосинклиналей, так как имеющийся материал не позволяет пока надежно сделать этого.

## **6. Сравнение карбонатообразования в современных и древних морях. Следы эволюции карбонатного процесса в истории Земли**

Обратимся теперь к главной нашей задаче, к сравнению древнего карбонатообразования с тем же процессом в современных морях и к установлению их сходств и различий.

В современных океанах большие площади карбонатных осадков приурочены к четырем фациальным зонам: 1) *прибрежной шельфовой полосе*, где в ряде мест накапливаются ракушниковые поля, а также рифовые тела преимущественно биостромного, реже слабо выраженного биогермного типа (Барьерный риф Австралии); 2) *некоторым частям континентального склона*, где формируются гемипелагические известковые илы, покрывающие большие площади вплоть до больших глубин, как, например, у п-ова Флориды, у Багамской отмели и вообще в ряде мест Антильского архипелага; 3) *большим участкам океанического дна*, где пелагические птероподовый и глобигериновый илы выстилают огромные площади в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах; 4) *островным архипелаговым морям* типа Малайского и Антильского архипелагов, где на мелководье часто формируются рифовые осадки (порой биогермного характера), а на склонах котловин (иногда и на дне) – тонкозернистые пелитоморфные карбонатные осадки, близкие то к известковому илу континентального склона, то к глобигериновому илу. Таким образом, совре-

|  |   |  |
|--|---|--|
| Карбонатные фации шельфовой области (ракушники, биостромные рифовые отложения, детритусовые накопления и т.д.) |  |  |
| Карбонатные фации континентального склона (гемипелагические известковые илы)                                   |  |  |
| Пелагические карбонатные фации (глобигериновые и птероподовые илы и их аналоги)                                |  | Нет ?  |
| Карбонатные фации островных морей и их аналоги   |  |  |

А

Б

Рис. 12. Фациальные типы карбонатакопления в современных (А) и древних (Б) морских водоемах

менные карбонатные осадки формируются в морских бассейнах на самых различных глубинах, вплоть до очень больших. При этом, как видно из рис. 12, подавляющую массу их по площади и, вероятно, по объему образуют пелагические илы; все же остальные фациальные зоны карбонатакопления представлены сравнительно с ними очень слабо.

Наиболее легко и убедительно отыскиваются аналоги современных шельфовых раковинных и биостромно-рифовых накоплений. К ним принадлежит подавляющее большинство платформенных карбонатных формаций типа карбонатной толщи  $S_1-S_3$  Русской платформы и ее аналогов; мелководной шельфовой является большая часть карбонатных образований предгорных прогибов; в эту же группу надо отнести и часть геосинклинальных карбонатных осадков, вроде ургонской фации  $S_1$ , известняков  $S_1$  Бельгии, известняков  $D_3$  и  $S_1$  западного склона Урала и т. д. Это осадки шельфовой части островного моря. Сложное вопрос – существуют ли среди ископаемых известковых толщ гомологи современных гемипелагических известковых илов. Долгое время это оставалось неясным. Но в последние годы, как мы могли убедиться выше, обнаружены частью совершенно достоверные, частью весьма вероятные примеры гемипелагических карбонатных образований. Наиболее отчетливо такая природа выступает у тонкозернистых пелитоморфных известняков сакмарско-артинского возраста в Предуральском прогибе, впервые указанная в 1940 г. Д.Ф.Шамовым и поддержанная всеми другими исследователями, касавшимися этих пород (Д.М.Раузер-Черноусова, И.В. Хворова и др.). К числу гемипелагических осадков нижней половины шельфа, начала континентального склона, была отнесена мною [Страхов, 1939] доманиковая фация Ю. Урала, причем это представление до сих пор не встретило возражений. Сюда же относится, возможно, и писчий мел из верхнемеловых отложений Русской платформы. Новые исследования его заставляют, по существу, присоединиться к прежнему толкованию батиметрии мела, данному А.Д.Архан-гельским, и помещать меловые осадки на глубины в несколько сот метров, т. е. считать их по существу гемипелагическими отложениями. К числу гемипелагических и

относительно глубоководных карбонатных осадков нужно отнести также, по-видимому, и такие пелитоморфные толщи, как мергели и плитчатые известняки с головоногими (аммонитами) из юры Альп, птероподово-гониятитовые известняки D<sub>2</sub> – D<sub>3</sub> в Рейнских сланцевых горах, фораминиферовую толщу палеогена Кавказа и др. Число примеров достоверных или весьма вероятных гемипелагических ископаемых осадков все же остается пока незначительным; это исключения, а не правило, и роль их в общей массе ископаемых карбонатных пород ничтожна.

Что касается гомологов современного пелагического (глубоководного) глобигеринового ила, то до сих пор их с достоверностью среди осадков континентального блока не установлено, и мало вероятно, чтобы они здесь вообще существовали. Но это, конечно, отнюдь не означает, что такого рода осадки вообще в прошлом на поверхности Земли не формировались. Напротив, более чем вероятно, что на территории древнейшей Тихоокеанской впадины под покровом современных отложений в ряду прочих осадков имеются и океанические пелагические карбонатные илы, нам пока недоступные.

Итак, из четырех фациальных типов современных нормально-морских карбонатных осадков мы в доступных нам древних карбонатных толщах с достоверностью констатируем наличие трех, четвертый же можем лишь предполагать с большим или меньшим основанием. Невозможность с достоверностью решить вопрос об ископаемых пелагических осадках определяется, однако, не существом дела, а неполнотой геологической летописи, исключающей пока для нас древние осадки на дне океанических впадин, особенно Тихоокеанской. С полным фациальным профилем современных карбонатных осадков мы вынуждены поэтому сравнивать древние карбонатные породы, представляющие лишь часть их полного фациального профиля, притом часть, наиболее прибрежную. Это обстоятельство всегда необходимо иметь в виду, если мы желаем объективно и правильно провести сравнение древнего и современного карбонатного профилей. Если бы наши знания о древних карбонатных породах были шире и включали бы сведения также о древних карбонатных осадках океанических котловин, сходство древнего и современного морских карбонатных профилей было бы несомненно гораздо большим, чем это кажется сейчас.

Подчеркивая сходство уже с давних времен древнего и современного профилей нормально морского карбонатакопления, все же надо иметь в виду, что сходство это касается лишь самых общих основных черт профиля. В конкретных особенностях профилей наблюдались отклонения и довольно существенные.

Изучая характер этих отклонений, легко различить среди них два существенно различных типа: 1) периодические отклонения; 2) необратимые изменения карбонатного процесса в истории Земли.

Периодические отклонения древнего морского карбонатакопления касаются главным образом степени и характера развития шельфовых карбонатных фаций (рис. 13).

В современный момент, как указано выше, карбонатные шельфовые фации развиты минимально, что стоит в связи с вообще малым затоплением морем континентального блока. Этому минимальному площадному развитию отвечает и минимальное разнообразие типов современных карбонатных осадков. Аналогично обстояло дело в течение тех периодов и эпох, которые отвечали началу или концу тектонических этапов – каледонского, герцинского, альпийского. Во все эти эпохи моря затопляли лишь океанические впадины и геосинклинальные участки, шельфы же были развиты ничтожно и, соответственно, карбонатные шельфовые осадки также. Но в периоды трансгрессий, как

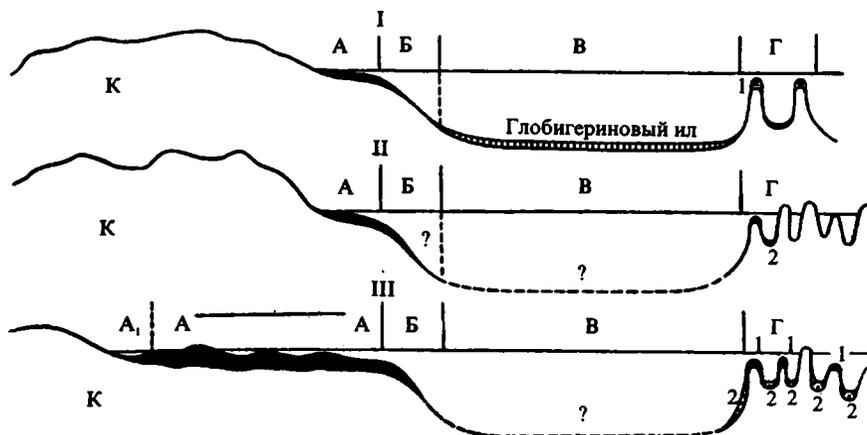


Рис. 13. Сопоставление современного и древних фациальных профилей карбонатообразования в нормально-соленых морях

I – современное карбонатообразование; II – карбонатообразование в эпохи регрессии (начало и конец тектонических этапов); III – карбонатообразование в эпохи трансгрессий (середина каждого тектонического этапа).

А – шельфовые карбонатные осадки; известны как из современности, так и из древних периодов истории Земли; сюда относятся карбонатные формации платформ; А<sub>1</sub> – осадки лагунного облика;

Б – батинальные карбонатные осадки; также известны из древних периодов (частично в меловой формации, частично в доманике в фации малых мощностей Предуральского прогиба и др.);

В – карбонатные осадки океанического ложа; в настоящий момент это глобигериновый ил; от древних периодов эти осадки неизвестны, но, вероятно, существуют в океанических впадинах под покровом современных осадков;

Г – карбонатные осадки островных морей (типа Малайского, Антильского архипелагов); в древности им отвечают карбонатные формации геосинклинальных морей. 1 – органогенные, часто рифовые накопления на положительных элементах рельефа; 2 – пелитоморфные осадки западин морского дна (иногда органогенного происхождения)

среднекембрийская, ордовичская, готландская и т. д. (см. ниже), морем покрывались огромные площади платформ, превращавшиеся в характерные мелководные шельфовые моря, и тем самым роль шельфового карбонатонакопления в общей массе его временно резко возрастала.

Развиваясь на гораздо больших площадях, шельфовые карбонатные осадки в эпохи расширения моря естественно отличались большим разнообразием, давали гораздо больше петрографических типов, чем это известно сейчас (оолитовые, микрозернистые известняки, брекчиевидные, обломочные и проч.). В особенности это проявляется в распространенности и формах доломитообразования и сульфатизации, которые в огромных шельфовых морях прошлого часто достигали большой интенсивности, на современных же шельфах сводятся практически к нулю. Таким образом, периодически возникавшие различия профилей карбонатонакопления современного и в эпохи трансгрессии касались не только чисто количественных, но частично и качественных признаков. Отсюда наибольшее сходство современного и древнего морских карбонатных профилей получается тогда, когда мы сравниваем аналогичные по историко-геологической обстановке моменты: современный период – с началом или концом каждого из прежних тектонических этапов. Го-

раздо больше отличий обнаруживается, когда мы сопоставляем современный профиль с профилем периода трансгрессий.

На фоне этих периодических колебаний карбонатного процесса в прошлом имели место необратимые его изменения, определявшие необратимую эволюцию всего карбонатообразования в целом в истории Земли.

На эту сторону дела до настоящего времени не обращалось должного внимания, а между тем, именно в ней-то и скрыта настоящая история развития морского карбонатообразования в геологическом прошлом.

Два обстоятельства привлекают здесь внимание: 1) эволюция биогенного кальцитоосаждения в связи с эволюцией органического мира; 2) эволюция морского доломитообразования, вызванная ходом той же биологической эволюции и ходом истории земной коры вообще.

Древнейшие докембрийские карбонатные породы совершенно лишены органических остатков. Причина лежит, 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  $\text{CO}_2$  – фотосинтез. В протерозое на отдельных горизонтах появляются массовые скопления секретий известьвыделяющих водорослей, и тем самым организмы выступают на сцену как карбонатообразователи. Начиная с этой поры, участие известьвыделяющих организмов в экстракции  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  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, все усиливая биогенное карбонатоосаждение и все сильнее подавляя химический процесс. Этот процесс отчетливо виден на диаграмме, составленной мною по палеонтологическим данным (рис. 14). Характерно, что если в докембрийское время известьвыделяющие организмы (водоросли) приурочивались исключительно к 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 типа. 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 биогенным процессом чисто химического карбонатоосаждения*. Все большая доля ежегодно поступающего  $\text{CaCO}_3$  перехватывалась организмами и садилась биогенным путем и все меньшая осаждалась химическим путем. Не случайно поэтому, что в современный момент в океанах подавляющую роль играет именно биогенное карбонатакопление, 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 (Черное море, Каспий, Аральское море, Иссык-Куль, Балхаш).

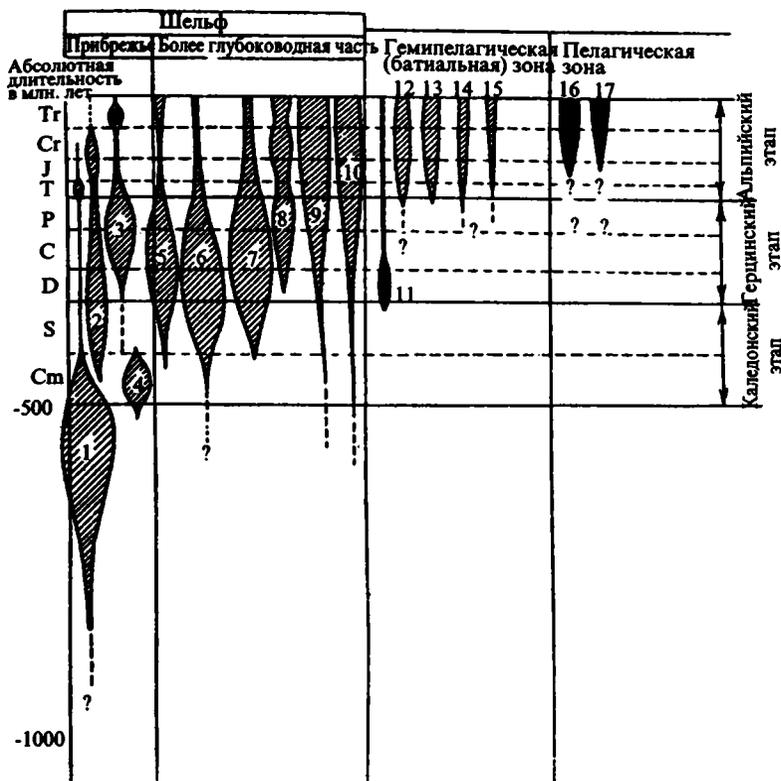


Рис. 14. Развитие биогенного карбоната накопления в морях в ходе истории Земли

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; 12 – глубоководные брахиоподы (теребратулиды и ринхонеллиды); 13 – глубоководные криноидеи; 14 – глубоководные двустворки; 15 – глубоководные ежи; 16 – кокколитофориды; 17 – фораминиферы. Косая штриховка – бентос; черное – планктон

Здесь резко повышенной ежегодной подаче растворенного  $\text{CaCO}_3$  (в среднем на единицу площади) противостоит весьма угнетенный и бедный качественно мир организмов кальцитоосадителей, который не справляется со всей массой подаваемого растворенного кальцита и потому главная масса последнего идет по каналу химическому. Эта своеобразная особенность водоемов засушливой зоны наглядно видна на диаграмме; ее подробное описание и аргументация были даны во второй части настоящей монографии. В целом, все характерные черты современного карбонатообразования в океанах и водоемах засушливой зоны представляют собою особенности, выросшие исторически и являющиеся, так сказать, последним словом длинной предшествующей истории карбонатного процесса.

Поскольку в сложении послеальгонских известковых пород всегда выдающуюся роль играют организмы, а последние быстро эволюционировали, естественно, что конкретные структурно-текстурные черты известняков заметно

менялись с ходом истории. Эти породы вообще являются одним из наиболее ярких примеров необратимой эволюции осадочных пород.

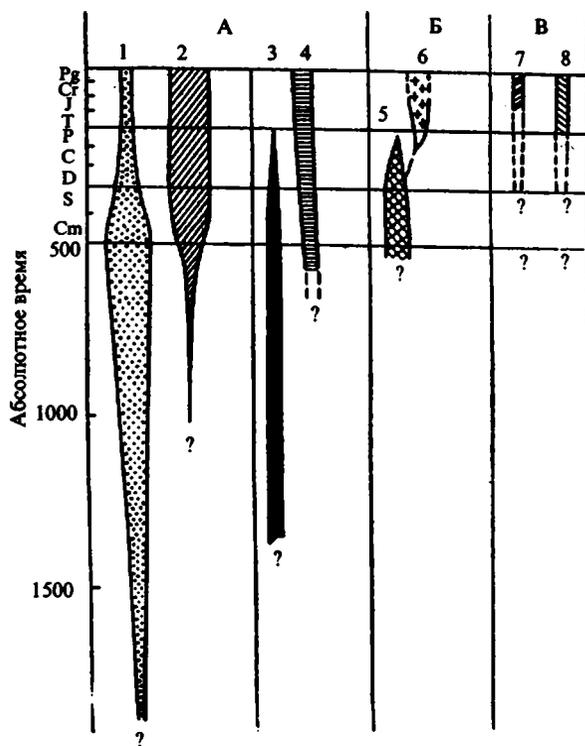
Параллельно с описанной трансформацией кальцитообразовательного процесса в морях имело место, по-видимому, и еще одно явление – изменение формы доломитообразования.

Выше отмечалось, что среди морских доломитов карбона Русской платформы различаются два типа: первичные и вторичные доломиты. Первые отличаются чрезвычайно выдержанным пластовым залеганием, протягивающимся на десятки километров, микрозернистостью и наличием специфического биоценоза. Вторичные доломиты залегают крупными и мелкими прихотливых очертаний пятнами, штоками, доломитизация часто совершенно местная и развивается по органическим остаткам; доломитизированные участки не имеют своего биоценоза. Уже в верхнепалеозойское время вторичные доломиты (диагенетические) пользуются огромным распространением и образуют главную массу доломитов вообще, первичные же составляют большую редкость. В более поздние эпохи мезозоя и кайнозоя первичные доломиты из нормально-морских карбонатных пород, вообще говоря, неизвестны совсем и исключительным развитием пользуются доломиты диагенетические. Идя от карбона в обратном направлении мы, напротив, встречаем весьма равномерно доломитизированные карбонатные морские свиты, несущие одновременно и признаки отложения в нормальном море и признаки первичной доломитизации. Таковы, например, силурийские темные доломиты Сев. Урала, многие доломитные пласты в кембрии Сибирской платформы. Точно так же и в докембрии имеются толщи доломитовых мраморов и тонкокристаллических доломитов морского и, вероятно, первичного типа. Таковы, например, доломиты в составе южноафриканской свиты Нама-Трансвааль, в ладожской формации Карелии и др.

Из сопоставления всех этих фактов естественно возникает мысль, что в ранние эпохи геологической истории доломит, подобно  $\text{CaCO}_3$ , был первичным химическим осадком из морской воды. Так обстояло дело еще и в нижнем палеозое, а частично, в отдельные моменты времени, и в верхнем палеозое. Но позже первичное доломитообразование в море прекращается и морские доломиты возникают уже чисто диагенетическим путем. Считать абсолютно установленным очерченный ход событий и его геохронологию пока нельзя, но вся совокупность данных указывает в пользу реальности изложенной схемы.

Причиной, вызвавшей такое течение процесса, было, по-видимому, постепенное падение содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Согласно представлениям многих геохимиков, и прежде всего В.И.Вернадского, первичная докембрийская атмосфера была весьма богата углекислотой и не содержала кислорода. В последующее время  $\text{CO}_2$  непрерывно расходовалась, во-первых, на процессы выветривания и, во-вторых, на фотосинтез растений. При выветривании массивнокристаллических пород образовывались  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , которые затем в морях уходили в осадок и вместе с собою консервировали громадные массы  $\text{CO}_2$ , расчищая от нее атмосферу. В процессах фотосинтеза  $\text{CO}_2$  шла на построение тела растений, а через них и животных; после смерти значительная часть органического вещества также захоронялась на дне водоемов, тем самым дополнительно извлекая из атмосферы  $\text{CO}_2$ . Обоиими названными процессами давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере исподволь, но неуклонно, в ходе истории уменьшалось. Это уменьшение  $\text{CO}_2$  и вызвало, на наш взгляд, описанную эволюцию морского доломитообразования.

Дело в том, что доломит, как минерал более растворимый сравнительно с  $\text{CaCO}_3$ , требует для своего осаждения повышенного щелочного резерва. При



**Рис. 15.** Схема эволюции карбонатного процесса в истории Земли

А — нормально-соленые моря и океаны: 1 — химическое кальцитообразование; 2 — биогенное кальцитообразование; 3 — первичное химическое доломитообразование; 4 — диагенетическое доломитообразование

Б — лагуны углекальциевого типа: 5 — первичное доломитообразование как обязательная стадия лагунной истории; 6 — доломитообразование как факультативная стадия в истории лагун, возникающая лишь при определенных физико-географических условиях

В — озера засушливой зоны: 7 — озера углемагниевого типа; 8 — озера содового типа

более высоком содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере это условие, по законам растворимости углекислоты в воде, неизбежно реализуется. Таким образом, океаническая вода в докембрии действительно могла содержать массы  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , доводившие доломитное вещество до насыщения и даже пересыщения. Вместе с тем, повышенное  $p\text{CO}_2$  исключало садку  $\text{MgCO}_3$  в виде основных солей. Но садиться в заметных количествах из воды докембрийских и раннепалеозойских морей доломит мог все же не всюду, а только на таких участках теплого моря, куда речной сток практически не доходил и где испарялась океаническая вода, как таковая. В районах же, куда поступали в изобилии речные воды вместе с растворенным в них  $\text{CaCO}_3$ , садка доломита практически не шла, ибо здесь испарением удалялась вода рек и садился главным образом внесенный ею кальцит (см. часть первую). Так, в условиях “нормально-соленых” докембрийских морей в зависимости от питания их речной водой и баланса испарения садился то кальцит, то доломит, и возникали и чистые известняки и более или менее чистые доломиты, а также все переходные между ними образования. В последующей истории Земли в связи с постепенным

уменьшением  $\text{CO}_2$  в атмосфере концентрации  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  в морской воде падали и, наконец, садка доломита непосредственно из воды прекратилась. Углекислый магний там, где pH под влиянием температуры и фотосинтеза сильно подымался, садился уже в виде основной соли, которая лишь в илах, в процессе диагенеза, превращалась в доломит. Способствовали такой диагенетической доломитизации также извлечение  $\text{MgCO}_3$  организмами из его ненасыщенных растворов, а также специфические процессы изменения щелочного резерва иловой воды, описанные в части второй (глава II).

Так, под влиянием общих геохимических изменений атмосферы, тесно связанных со всем ходом геологических (седиментационных) и биологических явлений на поверхности земной коры, в нормальных морях прошлого резко и необратимо трансформировался и процесс доломитообразования.

Итак, постепенное вытеснение биологическим осаждением  $\text{CaCO}_3$  чисто химической садки его из морской воды, потеря первичного доломитоосаждения непосредственно из воды и замена его разными видами диагенетического доломитообразования; превращение благодаря организмам шельфовой области в одну из важнейших областей карбонатакопления – вот основные бросающиеся в глаза черты эволюции карбонатного процесса в нормально-соленых морях геологического прошлого (рис. 15). Не все в нарисованной картине может рассматриваться пока как достоверно установленное; некоторые черты, и в особенности эволюция доломитообразования, даются пока гипотетично и должны быть подвергнуты дальнейшему исследованию и проверке. Возможно, что в связи с этим в изложенную схему придется внести какие-то изменения и поправки. Но я не сомневаюсь, что самое явление эволюции карбонатакопления станет от этих поправок только еще более ярким и конкретным, чем оно представляется нам в настоящий момент.

## Глава II

### Карбонатакопление в осолоняющихся лагунах геологического прошлого

Отложения континентальных водоемов геологического прошлого, особенно содержащие карбонатные породы, развиты несравненно слабее морских осадков. Это делает задачу сравнения их с аналогичными современными континентальными отложениями гораздо более трудной по недостатку подходящего материала. Действительно, достоверные осадки древних углемагниевого и содовых озер известны, например, в столь ограниченном количестве и описаны столь поверхностно и бегло, что для убедительного сравнительно-литологического анализа пока (до накопления новых данных) просто непригодны. Единственным фаціальным типом континентальных водоемов, по которому достаточно материала для сопоставления с современными осадками, являются отложения древних осолоняющихся лагун, связанных с морем и обладавших водой третьего класса. Поэтому в дальнейшем мы остановимся на сравнительно-литологическом анализе отложений именно этого фаціального типа.

Познакомиться с карбонатными парагенезисами древних лагун мне удалось в 1941–1943 гг., на примере кунгурских отложений Башкирского Приуралья. Соответствующие фактические материалы уже были в свое время опублико-

ваны [Страхов, Цветков, 1945], но без их интерпретации, которой в то время у автора еще и не намечалось. В дальнейшем, в целях удобства изложения, фактический материал статьи воспроизводится с некоторыми сокращениями, а затем дается опыт его истолкования с интересующей нас точки зрения.

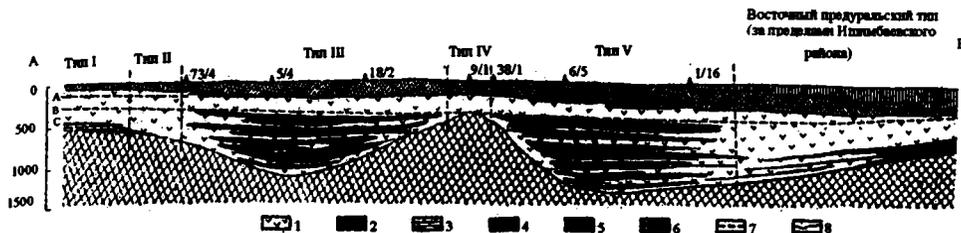
## 1. Строение и условия образования галогенной формации кунгура Башкирского Приуралья

Стратиграфия и условия залегания галогенного кунгура Башкирского Приуралья были недавно [Страхов, 1947] подробно описаны мной в специальной монографии и потому мы коснемся их здесь в самой общей форме. На рис. 16 изображены схематические типы кунгурских отложений, а на схеме (рис. 17) дано их пространственное распределение на площади предгорного прогиба. Как видим, в составе кунгура Башкирского Приуралья выделяются три горизонта, выдерживающиеся на очень больших расстояниях, хотя и претерпевающие при этом значительные фациальные изменения.

*Нижний, или собственно соленосный, горизонт* – наиболее мощный и, в то же время, наиболее изменчивый. В центральной части Предуральского прогиба (рис. 17) он представлен чередованием ангидритных и соляных пород, из которых последние на юге Башкирского Приуралья очень мощны (до многих сотен метров) и содержат помимо NaCl еще калиевые комплексные соединения (полигалитовые соли – в Ишимбаевском районе), на севере же незначительны по мощности и слагаются только каменной солью. На участках погребенных артинских рифовых массивов Ишимбая, а также над сводовыми частями Карлинско-Пастушинской и Воскресенско-Николаевской складок отложения соленосного горизонта либо отсутствуют совсем в силу первичного выклинивания пластов, либо представлены самыми верхними своими слоями, залегающими на артинских отложениях трансгрессивно. На западном борту Предуральского прогиба, а также на прилегающей части Русской платформы в полосе от г. Уфы до Стерлитамака и южнее мощность соленосного горизонта значительно уменьшается. Соль (NaCl) из разреза выпадает и соленосный горизонт переходит вначале в чисто ангидритную, а еще западнее в карбонатно-ангидритную фацию. При этом, по крайней мере на отдельных участках западной полосы, между отложениями галогенной формации и артинскими известняками обнаруживается кратковременный перерыв, сопровождающийся размывом артинских пород и выпадением аналогов нижних частей соленосного горизонта. На восточном борту Предуральского прогиба и на западном склоне Урала мощность соленосного горизонта также значительно сокращается, соль из разреза выпадает, и низы горизонта переходят в песчано-сланцевую артинского облика толщу с прослоями тонкослоистых гипсов, верхи же в свиту слоистых и массивных гипсов. Таким образом, в составе соленосного горизонта явственно намечаются три фациально различные полосы или зоны: *западная*, платформенная – карбонатно-ангидритная, *центральная*, совпадающая с уральским прогибом, – соленосная, и *восточная* (западный склон Урала, восточный борт прогиба) – терригенно-гипсовая.

*Второй, или гипсово-ангидритный, горизонт* однообразнее по составу. Основную массу его пород повсеместно образуют массивные неслоистые ангидриты и происшедшие из них гипсы; в качестве второстепенных членов к ангидритам присоединяются карбонатные прослои, достигающие нескольких метров, но не свыше 10–15 м. В верхних частях горизонта к ангидритам начинает подмешиваться глинистый материал, и сплошная толща сульфатов превращается в чередование серых глинистых ангидритов и серых загипсованных





**Рис. 17.** Стратиграфическая схема нижнепермской (кунгурской) галогенной толщи Башкирского Приуралья

1 – гипсы и ангидриты; 2 – каменная соль; 3 – карбонаты ( $\text{CaCO}_3$  и доломиты); 4 – обломочные породы (пески и глины); 5 – переходная толща; 6 – красноцветы уфимского типа; 7 – истинная стратиграфическая граница комплексов переходной толщи, гипсово-ангидритовой толщи, соленосной толщи; 8 – артинское ложе.

Типы: I – западный покровский тип; II – переходный аллагауатовский тип; III – соленосный тип; IV – надмассивный тип

глин. Это явление слабо выражено в платформенной части Приуралья, резче – в области прогиба и особенно резко в восточной полосе, где над гипсами выделяется целая терригенная свита глин и мергелей (верхняя). Обращает на себя внимание частое наличие карбонатных слоев в верхах гипсово-ангидритного горизонта.

Еще более однообразен состав верхнего горизонта – так называемой *переходной* толщи. Повсеместно она одинаково представлена переслаиванием сульфатизированных песчаников, глин, мергелей, реже конгломератов и карбонатных пород. Степень сохранности переходной толщи и характер ее контакта с уфимскими отложениями целиком определяются тектоникой галогенных отложений [Страхов, 1947, 3]. В областях мульдобразных прогибов кровли галогенной формации переходная толща достигает наибольшей мощности и ее переход в уфимские отложения постепенный; на вздутиях кровли галогенных осадков переходная толща резко утонена, либо же отсутствует совсем, и уфимская свита ложится на более или менее глубоко размывтые слои галогенных отложений.

Помимо фациальной изменчивости меридионального простирания, в кунгуре Башкирского Приуралья наблюдаются несколько относительно узких и длинных языков терригенных пород широтного и почти широтного простирания, начинающихся на востоке, у полосы уральских прибрежных терригенных отложений, и выклинивающихся к западу. Языки эти слагаются в одних случаях красноцветными карбонатизированными песчаниками, глинами и мергелями, в других – сероцветными терригенными породами, в третьих – переслаиванием красноцветных и сероцветных пород. Генетически они представ-

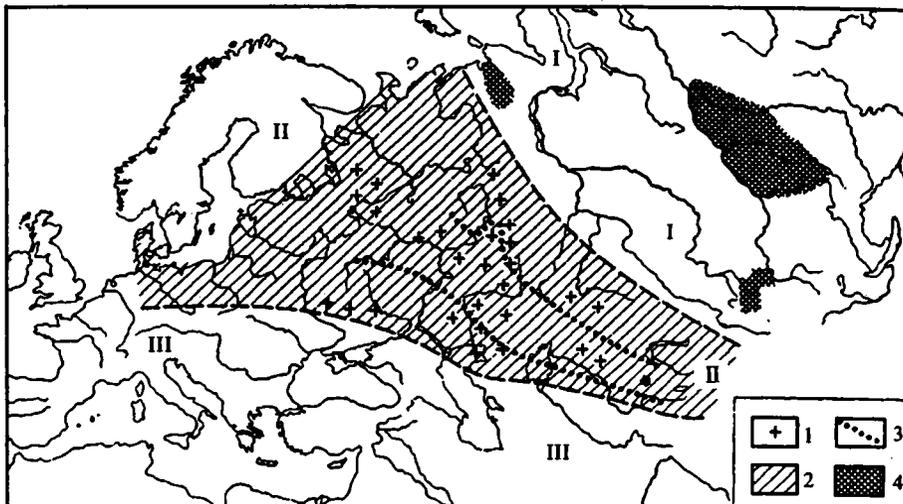


Рис. 18. Климатическая, зональность нижнепермской эпохи на северо-западе Евразии  
 1 – галогенные отложения; 2 – зона аридного климата в кунгуре; 3 – граница аридной зоны в артинскую и верхнекарбонную эпохи; 4 – угленосные отложения. I – северная гумидная зона; II – аридная зона; III – южная (тропическая) гумидная зона

ляют подводные конуса выноса уральских водотоков, сбегавших в лагуну с уральской суши и замещавших частично химические лагунные осадки. Этот тип кунгурских отложений мною был назван аллакаевской фацией. В настоящее время известно 6 таких языков: собственно аллакаевский, байгузинский, южнокарлинский, саксаульский (?), казаякский и верхоторский (?).

Охарактеризованные строение и состав кунгурской лагунной толщи позволяют без труда вскрыть основные черты истории нижнепермского лагунного водоема Башкирского Приуралья.

Возникновение кунгурской лагуны определилось “удачным сочетанием” двух основных процессов, характеризовавших северо-западную часть Евразии в конце нижнепермской эпохи. Первым процессом было поднятие земной коры в области Приуралья, что привело здесь к ликвидации открытого моря и к возникновению обособленных полузамкнутых водоемов вдоль оси Предуралья прогиба. На юге прогиба, в Ишимбаевском районе в это время обнажились все погребенные массивы, значительная часть Покровско-Рязанской зоны и многие участки в промежутке между ней и погребенными массивами. Севернее приподнялись верхние части Шиханской, Карлинской, Николаевско-Воскресенской структур и Рязано-Охлебининского вала. Покрытыми водой остались лишь центральные части Предуралья прогиба, депрессии Симская, Бельская, Салиховская и др., в которых седиментация без перерыва шла в послепермское время. Вторым процессом было резкое расширение аридной зоны за счет гумидных зон, расширение, захватившее громадные площади и включившее Башкирское Приуралье в зону засушливого климата (рис. 18). Приподнятые на западе участки дна затруднили доступ в прогиб морских вод, и именно это обстоятельство, в условиях возраставшей аридности климата, и было непосредственной причиной превращения нормального морского водоема в лагуну.

В истории развития Ишимбаевского лагунного водоема отчетливо намеча-

ются три этапа. Первый охватывает нижнекунгурский соленосный век. Лагунный водоем характеризуется в это время наибольшим обособлением от моря Русской платформы и наибольшей соленостью, позволявшей химической седиментации доходить временами до садки галититов и полигалитовых солей. В связи с тем, что лагуна имела двухстороннее питание – со стороны моря Русской платформы и со стороны Урала, в гидрохимии и в осадках нижнекунгурского века намечается ясно выраженная зональность. На западе, в области втока морских вод, лагуна отличалась пониженной соленостью (до 7–8–10%?); здесь отлагались карбонатные илы без примеси сульфатов; здесь еще жили временами водоросли, пелециподы, остракоды и иногда мшанки и брахиоподы. В центральной части лагуны соленость возрастала до 15 и даже до 24 % и выше; здесь отлагались сульфатные, а порою и хлоридные осадки. На востоке под влиянием опресняющего действия рек галититы исчезали и оседали ангидриты и терригенные карбонатизированные осадки. Параллельно с химическим осадконакоплением нижнекунгурского века все время шло общее погружение Башкирского Приуралья, и это обстоятельство содействовало тому, что связи лагуны с морем Русской платформы постепенно расширились. В конце нижнего кунгура это приводит к общему значительному распреснению воды. Галититовое осадкообразование прекращается совсем, и наступает среднекунгурский ангидритный век, характеризующийся повсеместным развитием однообразной толщи ангидритов. Западная полоса пониженной солености мигрирует куда-то далеко на запад. Уцелевает лишь восточная терригенная кайма. В верхнекунгурское время площадь западного склона Урала испытывает поднятия, и это вызывает усиленное поступление в лагуну обломочных частиц. Сносимый материал постепенно как бы засыпает лагуну, подавляя химическую седиментацию и давая начало терригенной толще красных сульфатизированных глин, мергелей, песчаников, частью (особенно вначале) известняков. Одновременно происходит распреснение лагуны. Терригенные фации ранее появились на востоке, а затем медленно мигрировали на запад.

Получив некоторое представление об общих физико-географических условиях кунгурской лагуны, обратимся к анализу закономерностей ее карбонатонакопления.

## **2. Формы нахождения, массы и минералогический состав карбонатов в различных фациях соленой Ишимбаевской лагуны**

Для карбонатных минералов кунгурской галогенной толщи характерны две формы нахождения: а) в виде обособленных крупных пластообразных тел – обособленных известняковых и доломитовых пород и б) в виде более или менее заметной подмеси в ангидритах, галититах, глинах, мергелях, песчаниках.

Карбонатные породы, как обособленные пластовые тела, характерны, главным образом, для западной окраины формации, так называемой покровско-рязанской зоны (рис. 20), где образуют в основании формации толщу от 75 до 100 м мощности и, кроме того, дают ряд крупных пластов в средних и верхних частях разреза. Здесь же (на площади Рязано-Охлебининского вала) проходит 25–30-метровый очень устойчивый пласт известняков с кремнями между ангидритной частью разреза и переходной толщей. По направлению на восток базальная часть карбонатов исчезает и во всем мощном разрезе кунгура Предуралья остаются лишь отдельные редкие карбонатные пласты, залегающие незначительными выклинивающимися линзами, разоб-щенными одна от другой. Вдоль восточной полосы прогиба, в области разви-

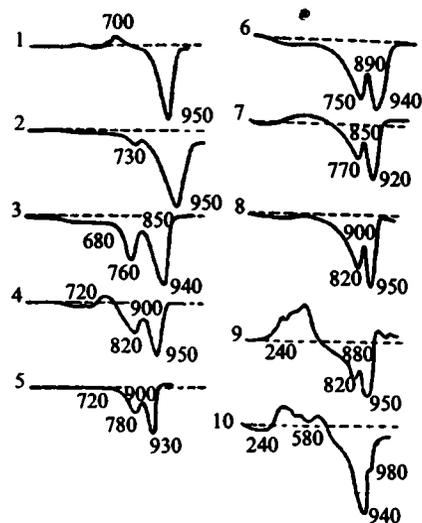


Рис. 19. Термограммы карбонатных пород кунгура Башкирского Приуралья. Объяснения к термограммам:

| № п/п | Органическое вещество | Кальцит | Доломит | Магnezит |
|-------|-----------------------|---------|---------|----------|
| 1     | +                     | +       | +       | -        |
| 2     | -                     | +       | +       | -        |
| 3     | -                     | +       | +       | -        |
| 4     | +                     | +       | +       | -        |
| 5     | -                     | +       | +       | -        |
| 6     | +                     | +       | +       | -        |
| 7     | +                     | +       | +       | -        |
| 8     | +                     | -       | +       | -        |
| 9     | +                     | +       | +       | -        |
| 10    | +                     | -       | +       | -        |

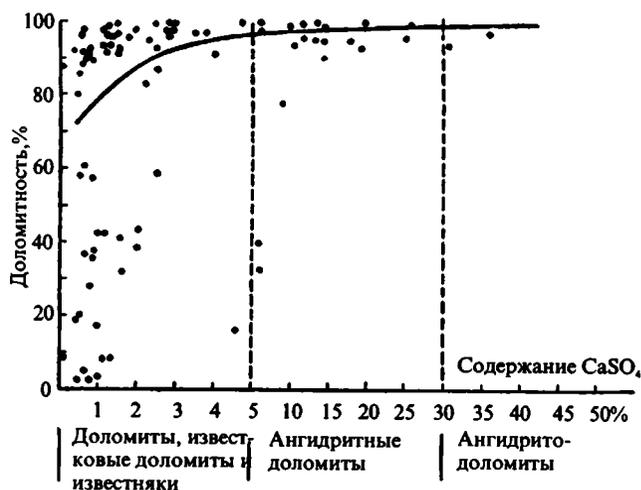


Рис. 20. Связь доломитонакопления с содержанием  $\text{CaSO}_4$  в карбонатных породах

тия терригенных прибрежных пород, вновь появляются настоящие выдержанные карбонатные пласты, частью ниже среднего гипсового горизонта, частью прямо над ним. Алакаевская фация в большинстве случаев также содержит мало мощные известняковые пласты и линзы, но в одном случае (в собственно Алакаевском языке в скв. 5/25 и 6/25) карбонатные породы дают крупную пачку до 105 м мощностью.

Карбонаты в виде примеси, диффузно рассеянной среди других составных частей породы, встречаются повсеместно в ангидритах, галититах, терригенных породах. При этом наибольшего значения достигают они в этом последнем классе кунгурских пород, где карбонаты держатся, как правило, на уровне 20–15%, часто выше и редко ниже. В ангидритах содержание карбонатов падает до 2–10%, а в галититах они составляют ничтожную долю породы, измеряемую десятими долями процента и редко свыше 1–1,5%.

Учитывая сказанное ранее о физико-географических условиях нижнепермской соленой лагуны, нетрудно видеть, что карбонатообразование в ней отчетливо тяготеет к наименее осолоненным краевым частям лагуны, тогда как в средней, наиболее соленой, ее части генерация карбонатов падает до минимума, порою едва улавливаемого. Вообще же карбонатообразование в лагунном осадкообразовании представляет резко подчиненное явление, особенно на высоких стадиях осолонения.

Отмечая эту закономерность общего хода карбонатонакопления в Ишимбаевской соленой лагуне, следует иметь в виду одно интересное, но обычно пропускаемое обстоятельство. Скорость седиментации карбонатных пород, ангидритов и галититов неодинакова и, в частности, ангидриты в этом отношении значительно превосходят доломиты и известняки, а галититовая седиментация – сульфатную. Если у карбонатов годичная седиментация измеряется сотыми долями миллиметра и не свыше 0,1–0,2 мм, то у ангидритов она достигает уже 0,5–2,0 мм, а у галититов – до 2–5 см (современные озера). Сильно возросшее годичное поступление некарбонатного материала, сульфатов в одном случае, NaCl – в другом, в центральных, наиболее соленых, частях лагуны приводит, таким образом, к резкому разбавлению карбонатов и, соответственно, к значительному снижению процентного содержания этих минералов в породе. В действительности, по абсолютным величинам, падение карбонатообразования с возрастанием солености хотя несомненно и имеет место, происходит гораздо более слабыми темпами, сравнительно с тем, что можно было бы вычитать из непосредственного сравнения минералогического состава карбонатных пород, ангидритов и галититов. Для правильного понимания дальнейшего отмеченное обстоятельство имеет существенное значение.

С качественной стороны карбонаты Ca и Mg в нижнепермской галогенной формации отличаются своим разнообразием. В состав их входят не только кальцит и доломит, но и магнезит, что представляет отнюдь не частое явление в осадочных породах. Впервые наличие магнезита в кунгуре Ишимбая было доказано Г.И.Бельковым [1940], причем он пользовался химическими и термохимическими данными. В 1941–1943 гг. присутствие магнезита было подтверждено Н.М.Страховым и А.И.Цветковым согласными показаниями химического, термохимического и оптического анализа, и в настоящее время существование магнезита стоит вне сомнения. При этом подробное изучение свыше 350 образцов, происходящих из разных фаций кунгура, обнаружило ряд интереснейших закономерностей в фациальном парагенезисе каждого из названных природных карбонатов Ca и Mg.

В известково-доломитовых породах карбонаты составляют от 99,93 до 50%, остальное приходится главным образом на сульфаты (ангидрит, гипс) и частью на обломочный материал. Минералогически карбонаты представляют

обычно смесь кальцита и доломита с преобладанием то одного, то другого минерала (рис. 19). Магнезит во всех проанализированных химически и термически карбонатных породах кунгура Ишимбаевского района отсутствует, но в одном образце из Карлинского месторождения был установлен и, значит, вообще говоря, может ассоциироваться с карбонатными породами, хотя и является в них крайней редкостью.

С целью уловить закономерности, регулирующие в карбонатной фации соотношения кальцита и доломита, на проанализированных образцах была построена диаграмма (рис. 20), увязывающая степень доломитности пород с содержанием в них сульфатного материала. По оси абсцисс отложены проценты  $\text{CaSO}_4$  в порядке их возрастания, по оси ординат – процент доломитности карбонатов, понимая под этим отношение доломита к сумме карбонатов. Из диаграммы видно с полной отчетливостью, что степень доломитности карбонатных пород в соленой лагуне тесно связана с их сульфатизацией. При наличии  $\text{CaSO}_4$  в долях процента или в немногих процентах степень доломитности очень неустойчива, часто очень низка и средняя доломитность по многим пробам составляет всего 60–65 %. При возрастании  $\text{CaSO}_4$  до значений свыше 5 и 10% доломитность быстро подымается и карбонатные породы становятся практически нормальными доломитами. Лишь в единичных случаях проскальзывают пробы с низкой доломитностью. В группе ангидритных доломитов и ангидритодоломитов карбонаты представлены нормальным доломитом, чуть разбавленным (на 1–5%) кальцитом.

Смысл отмеченной закономерности совершенно ясен. Появление  $\text{CaSO}_4$  в породе знаменует прогрессирующее осолонение водоема. Стало быть, чем ближе продвигается средняя годовая соленость к 10–12% (начало садки  $\text{CaSO}_4$ ), тем резче проявляется доломитообразование.

Структурно кальцит и доломит в карбонатных породах представлены обычно тонкой пелитоморфной и микрогранулярной разностями с размерами частиц от 0,005 до 0,02 мм. Гораздо более редкой формой карбонатов являются оолиты, встречающиеся исключительно в базальной пачке вдоль западной окраины формации, в скважинах Покровского и Рязановского участков. Оолиты, как правило, сильно изменены и почти совершенно утратили свою первоначальную структуру. Ядро их слагают комочки пелитоморфного карбоната, либо же песчаные зерна халцедона и кварца. Концентрическая структура видна редко и образована немногими (2–3) концентриями. Столь же редко, как оолиты, и почти только в базальной пачке западной окраины встречаются в карбонатных породах органические остатки, принадлежащие главным образом водорослям, пелециподам, остракодам и лишь в единственном случае (нижние 7 м разреза формации в скв. 5/11) брахиоподам и мшанкам. Стратиграфически органические остатки приурочены к верхней половине базальной пачки, выделенной А.А.Трофимуком под названием оолитово-водорослевого горизонта. Внутри последнего ископаемые образуют отдельные “густые” линзовидные скопления представителей одной какой-либо группы (например, водорослей, пелеципод и пр.), имеющие очень локальное распространение и разделенные немymi пелитоморфными породами.

В ангидритах карбонатные минералы всегда образуют лишь более или менее заметную примесь, количеством которой определяется общий тип ангидритной породы.

Химико-минералогическое изучение очень большого количества образцов позволяет различить среди ангидритных пород 4 ветви, генетически связанных одна с другой. Первую образуют чистые ангидриты с содержанием  $\text{CaSO}_4$  95–100%. Ко второй или доломитно-ангидритной ветви относятся породы с 95–50%  $\text{CaSO}_4$  и значительной примесью карбонатов. В третью или карбонато-

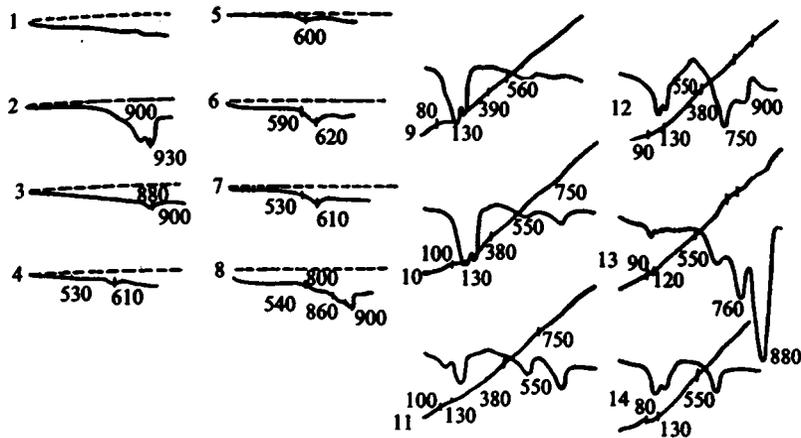


Рис. 21. Термограммы сульфатных пород кунгура Башкирского Приуралья. Объяснения к термограммам:

| № п/п | Кальцит | Доломит | Магнезит | Гипс |
|-------|---------|---------|----------|------|
| 1     | -       | -       | -        | -    |
| 2     | -       | +       | -        | -    |
| 3     | +       | -       | -        | -    |
| 4     | -       | -       | +        | -    |
| 5     | -       | -       | +        | -    |
| 6     | -       | -       | +        | -    |
| 7     | -       | -       | +        | -    |
| 8     | -       | -       | +        | -    |
| 9     | +       | -       | +        | +    |
| 10    | +       | -       | +        | +    |
| 11    | +       | -       | +        | +    |
| 12    | -       | +       | +        | +    |
| 13    | +       | +       | +        | +    |
| 14    | -       | -       | +        | +    |

пелито-ангидритную ветвь объединяются образцы с  $\text{CaSO}_4$  в 95–50%, причем примеси распределяются примерно пополам между карбонатным и пелитовым материалом. В четвертой или ангидритно-кластической ветви ( $\text{CaSO}_4=95\text{--}50\%$ ) основной примесью являются обломочные частицы.

В чистых ангидритах содержание карбонатов варьирует от следов до 3,48%. Минералогически в подавляющем большинстве случаев это нормальный доломит с примесью кальцита всего 2–5–6%. Гораздо реже встречается магнезит, причем лишь в виде исключения эти два минерала встречаются совместно (рис. 21). Столь же, если не более редок в ангидритах чистый кальцит с ничтожной примесью доломита. Структурно карбонаты, в отличие от крупнокристаллических сульфатов, всегда образованы пелитоморфной разностью с размерами частиц около 0,01 мм. Текстурно распределение карбонатов разнообразно. В серых массивнокристаллических ангидритах карбонаты рассеяны диффузно и более или менее равномерно во всей породе, включаясь обычно в кристаллы ангидрита в виде тончайшего порошка. В пятнистых голубых и серых ангидритах карбонат сконцентрирован в мелкие (доли сантиметра) бесформенные пятна нередко причудливых амебообразных очертаний, пронизывающие основную ангидритную основу. Граница между пятнами и ангидрит-

ной массой обычно довольно резкая, но имеются случаи и постепенного перехода между ними. Отсутствие приуроченности пятен к трещинам указывает на их первичное происхождение. Нам представляется, что пятнистость возникла в процессе раннего диагенеза осадка и обязана особому ходу кристаллизации ангидрита, когда растущие кристаллы  $\text{CaSO}_4$  не “заглатывали” мелкодисперсный и более или менее равномерно распределенный карбонат, а раздвигали его в стороны, отчего в некоторых случаях возникали междукристаллические карбонатные кучки и гнезда, придающие современной породе пятнистый габитус. В слоистых ангидритах карбонаты локализованы в тонких (0,1–0,2 мм) слоечках, разделенных гораздо более толстыми (в 1–2 мм) слоечками ангидрита; карбонат находится здесь в смеси с тонкой глинистой муťou. Расчеты скорости сульфатной седиментации показывают, что слоистость описанного типа представляет образование сезонное, связанное с годовым ритмом жизни водоема.

В ангидритно-карбонатной ветви содержание карбонатов подымается до 50% и возникают таким образом, все постепенные переходы от ангидритных к чисто карбонатным породам. Минералогически и здесь главенствующим минералом является нормальный доломит, составляющий от 95 до 100% всех карбонатов; остальное составляет обычно кальцит. Магнезит распространен в этой ветви не реже, чем в чистых ангидритах, причем массы его достигают иногда заметных величин в 10–15–22 и даже 32%, так что магнезит приобретает значение породообразующего минерала, а не примеси. Структурно карбонаты пелитоморфны, не показывая признаков сколько-нибудь выраженной перекристаллизации. Распределение их в породе повторяет все те же типы, что у чистых ангидритов, но пятнистая текстура выражена особенно часто и представляет характерную особенность ангидритно-карбонатных пород.

Прочие две ветви ангидритных пород отличаются от описанных тем, что в составе примесей существенную роль начинает играть терригенный (пелитовый, псаммитовый) материал. В связи с такими изменениями в общей “конституции” породы намечаются некоторые изменения в составе карбонатного компонента. Они заключаются в том, что с возрастанием в породе массы обломочного материала магнезит из состава карбонатов исчезает, доломитность же становится резко изменчивой и появляются значения ее в 80–66%, 45% и т. д.

Совершенно своеобразный и непохожий на все другие комплекс карбонатных минералов приурочен к галититовым породам. В Башкирском Приуралье этот класс пород представлен разнообразно и включает по крайней мере четыре обособленных ветви: чистые галититы, в которых  $\text{NaCl}$  образует 100–95%, а посторонние примеси, главным образом  $\text{CaSO}_4$  и глинистая муťou, 0–5%; галито-поли-галитовые породы, где к основному минералу галиту примешивается до 60 % полигалита; галито-ангидритовые породы, представляющие комбинацию  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaSO}_4$  в пропорциях от преобладания первого минерала до почти чистых ангидритов; галито-глауберитовые породы, в которых к галиту примешано большее или меньшее количество глауберита (рис. 22). В составе галититов, а также всех пород с преобладанием  $\text{NaCl}$ , карбонаты встречаются обычно в виде следов или ничтожнейших примесей, почти неуловимых химическим и термическим анализом. Но в некоторых случаях содержание их подымается до долей процента и даже до процентов (?), так что термограммы и оптические наблюдения начинают ловить эти минералы. Так, из 18 проб солей, проведенных через термический анализ, только 10 проб дали ясные указания на наличие карбонатов, которые были уловлены также и другими методами. Микроскопирование порошков солей позволило устано-

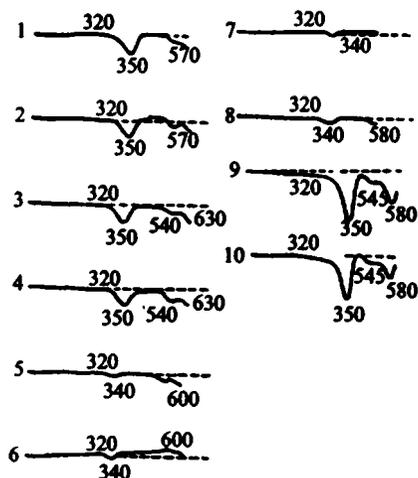


Рис. 22. Термограммы ишимбаевских солей. Объяснения к термограммам:

| № п/п | Полигалит | Глауберит | Магнезит |
|-------|-----------|-----------|----------|
| 1     | +         | -         | +        |
| 2     | +         | -         | +        |
| 3     | +         | -         | +        |
| 4     | +         | -         | +        |
| 5     | +         | -         | +        |
| 6     | +         | -         | +        |
| 7     | +         | -         | +        |
| 8     | +         | -         | +        |
| 9     | +         | +         | +        |
| 10    | +         | +         | +        |

вить наличие карбонатов в 9 случаях. Минералогически главным карбонатом оказался *магнезит*, установленный во всех случаях. Структурно магнезит представлен ничтожными по размерам кристаллами (пелитоморфная разновидность), включенными в галитовые и полигалитовые зерна по плоскостям спайности, что ясно указывает на сингенетическое выделение карбоната и включающего его минерала. Кальцит термографически не был встречен в солях вовсе, но по микроскопическим наблюдениям и по химическому анализу все же присутствует в них, хотя и в весьма подчиненном количестве (?), отчего не улавливается термоанализом. Доломит был установлен в одном случае.

Выше уже указывалось, что ничтожное содержание в галититах карбонатных минералов еще не доказывает того, что карбонатоосаждение в эпоху галититовой седиментации действительно было у грани полной остановки. Если снять маскирующее влияние огромной быстроты накопления NaCl, то окажется, что реально в годичном седиментационном цикле здесь садилась масса карбонатов, едва ли очень уступающая массе их, одновременно осаждавшейся в области карбонатных фаций. Тем больший интерес вызывает своеобразие очерченного только что карбонатного парагенезиса галититов.

Сопоставляя распределение карбонатных минералов Ca и Mg в различных фациях Башкирской соленой лагуны, нетрудно убедиться, что по мере возрастания солёности от немногих (4–5) до 25 % в составе карбонатных минералов непрерывно возрастает роль карбонатов Mg и снижается значение карбоната Ca. При пониженной солёности в областях, где еще была возможна, хотя бы и



Рис. 23. Изменения парагенезиса минералов в процессе осолонения кунгурской Приуральской лагуны

угнетенная, донная жизнь, т. е. по западному борту лагуны, садятся кальцит и доломит в очень изменчивых пропорциях, но в общем с низкой степенью доломитности. С возрастанием средней годовой солености, что отражается в карбонатных породах увеличением ангидрита, степень доломитности карбонатных пород в общем растет и состав карбонатной части приближается к составу нормального доломита. *Магнезита в карбонатной фации, как правило, еще нет.* В области сульфатной седиментации, т. е. в интервале солености 12–25%, садится нормальный доломит, к которому подмешивается то или иное количество кальцита. *Появляется магнезит, обычно в резко подчиненном количестве — в 1–4% от суммы карбонатов, но иногда до 10–14% и свыше.* В галлититах, особенно с калиевыми солями, преобладает уже магнезит, с которым ассоциируется в резко подчиненных количествах кальцит и порою доломит. Таким образом, *с осолонением лагуны происходит не только некоторое ослабление карбонатообразования (см. выше), но и смена минералогических форм при общей тенденции к преобладанию магнезиальных карбонатов над кальциевыми (рис. 23).*

Весьма любопытен состав карбонатов в терригенных породах, замещающих в лагуне синхроничные их галогенные отложения (рис. 24). В нашем случае эта фация представлена, с одной стороны, песчаниками и глинами в основании кунгурского разреза вдоль западного склона Урала, с другой — языками терригенной аллакаевской фации, далеко ушедшей на запад в центральной части соленой лагуны.

Для наших целей интерес представляет, конечно, не собственно обломочная часть терригенных пород, но тот химически образованный цемент, который склеивает обломки и является синхроничным седиментации.

Чтобы яснее выявить закономерности изменения состава цемента при возрастании (и, соответственно, при уменьшении массы обломочного материала), построены диаграммы, изображенные на рис. 25, 26. Из изучения их видно, что при увеличении массы обломочного компонента от 0 до 40 % происходит резкое понижение сульфатности пород, падающей от 95–93% до примерно 20%. Содержание карбонатов, наоборот, значительно возрастает, достигая максимума при 20–35% обломочного материала и начиная снижаться при дальнейшем его увеличении. Доломитообразовательный процесс на этом отрезке диаграммы остается без существенных изменений: вся порция карбонатов выпадает в форме нормального доломита или доломита, чуть разбавленного кальцитом. В интервале от 40 до 65% обломочных частиц сульфатизация терригенных пород падает до немногих процентов, появляются даже вовсе не

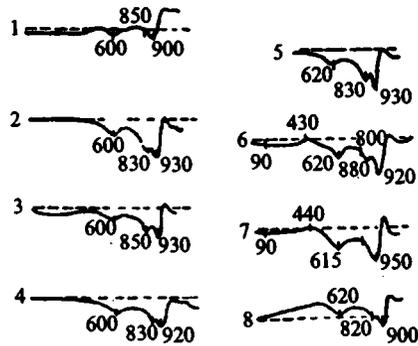


Рис. 24. Термограммы терригенных пород кунгура Башкирского Приуралья. Объяснения к термограммам:

| № п/п | Органическое вещество | Кварцевые минералы глин | Кальцит | Доломит | Магнетит |
|-------|-----------------------|-------------------------|---------|---------|----------|
| 1     | -                     | +                       | +       | +       | -        |
| 2     | -                     | +                       | +       | +       | -        |
| 3     | +                     | +                       | +       | +       | -        |
| 4     | -                     | +                       | +       | +       | -        |
| 5     | +                     | +                       | +       | +       | -        |
| 6     | +                     | +                       | +       | +       | -        |
| 7     | +                     | +                       | +       | +       | -        |
| 8     | +                     | +                       | +       | +       | -        |

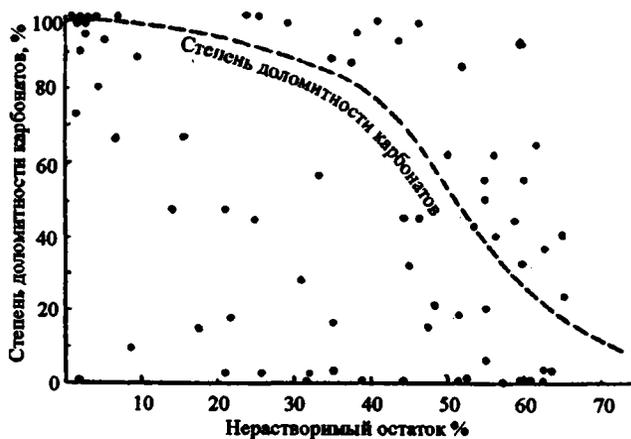


Рис. 25. Связь степени доломитности карбонатов с нерастворимым остатком пород галогенной формации Башкирского Приуралья

сульфатизированные породы; сумма карбонатов остается на стабильном уровне, но минералогический состав карбонатов претерпевает коренные изменения. Нормальные доломиты остаются в этом интервале лишь в качестве исключения, обычно же степень доломитности резко варьирует от 80 до 6%,

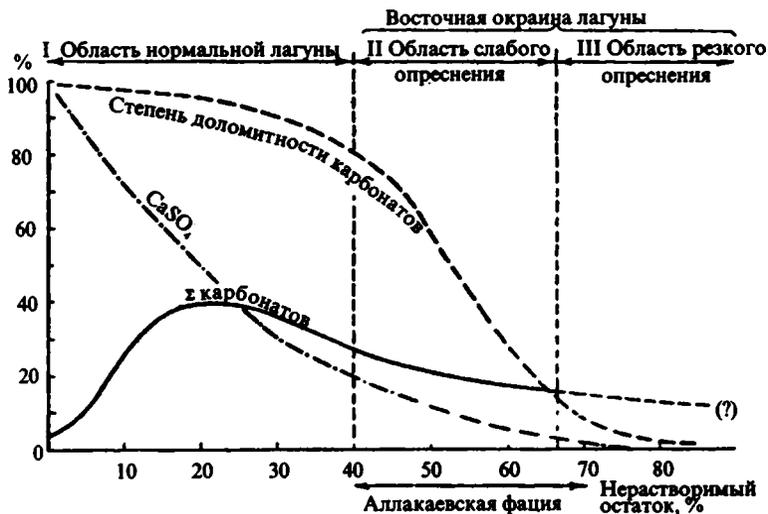


Рис. 26. Изменения химического осадконакопления кунгурской лагуны под влиянием стока пресных уральских вод

показывая в среднем резкое понижение интенсивности доломитообразовательного процесса, его подавление. В интервале 65–90% терригенных частиц сульфатизация спускается до следов, сумма карбонатов также уменьшается и доломитообразовательный процесс подавляется еще резче. Отлагается один кальцит, либо же кальцит со слабой примесью доломита.

Смысл описанных диаграмм вскрывается без особого труда. В условиях соленой лагуны с характерной сульфатной седиментацией появление значительных количеств обломочного терригенного материала немислимо без втека в лагуну крупных масс пресных вод, которые транспортируют этот материал и одновременно распресняют лагунные воды. Можно принять, что масса обломочного материала в осадке в общем пропорциональна степени распреснения и что, двигаясь по нашей диаграмме слева направо, мы последовательно переходим от нормально-лагунных вод ко все более опресненным их зонам. Получается, что наша диаграмма выражает, в сущности, сдвиги, которые происходят в химическом осадкообразовании соленой лагуны под влиянием втекающих в нее и распресняющих ее речных вод. Сдвиги совершенно очевидны: подавляется сульфатонакопление; карбонатообразование испытывает вначале подъем, а затем также ослабление; доломитоосаждение резко подавляется, сменяясь кальцитоосаждением.

Нетрудно видеть, что все эти процессы в области накопления терригенных осадков разительно отвечают процессам, которые мы наблюдали по западной и восточной окраинам лагуны, в зонах осаднения карбонатных осадков. Эти зоны были также относительно менее солены, и в карбонатных породах мы констатировали резкое подавление сульфатизации и доломитообразования. Общность гидрологической и гидрохимической обстановок вызывала одинаковые сдвиги в ходе химического осадкообразования.

Было бы очень интересно проследить за сдвигами в химическом осадкообразовании, которые возникают при втоке пресных вод в лагуну, где идет осаднение галититов. К сожалению, наш материал в этом отношении отличается крайней скудостью — всего 5 анализов. Но и на этом материале видно, что с возрастанием массы обломочных частиц садка галитита сходит на нет, карбо-

натообразование же возрастает, т. е. происходят процессы, хотя бы отчасти напоминающие только что описанные.

В заключение остановимся кратко еще на одной любопытной особенности в распределении карбонатных минералов в кунгурской галогенной толще Башкирского Приуралья. В то время как кальцит и доломит не показывают ясной приуроченности к какому-либо стратиграфическому горизонту, магнезит, наоборот, оказывается стратиграфически локализованным минералом и, в частности, приуроченным, главным образом, к гипсовоангидритному горизонту. Из 100 образцов соленосного горизонта он был констатирован всего в 4, тогда как в гипсовоангидритном горизонте из 104 образцов он установлен в 30. Разница достаточно отчетливая. При этом отмеченная локализация магнезита констатирована не только в Ишимбаевском, но и в Карлинском и Стерлибашевском районах, и представляет, видимо, широко распространенное явление. Максимальные скопления магнезита известны здесь также из гипсовоангидритного горизонта, который, таким образом, оказывается излюбленным местонахождением этого минерала.

### 3. Параллели из области карбонатообразования в кунгурских галогенных толщах вне территории Башкирского Приуралья

Выяснив основные черты фациального парагенезиса карбонатов Са и Mg среди галогенных отложений Башкирского Приуралья, законно поставить вопрос: насколько установленные закономерности являются типичными для галогенных пород того времени вообще?

Для решения вопроса необходимо проследить, насколько выдерживается разработанная выше схема в нижнепермских галогенных толщах вне территории Башкирского Приуралья.

В настоящее время имеются анализы солей, известняков, доломитов и обломочных пород для Туймазинского района, левобережья р. Белой, Верхнечусовского месторождения нефти, района р. Сылвы и Соликамска. К сожалению, анализы эти в значительной мере случайны и немногочисленны, к тому же они не сопровождалась термическими исследованиями и, значит, состав карбонатов в них не всегда достоверен. Все же, несмотря на указанные дефекты, они весьма показательны с интересующей нас точки зрения.

Анализами этими доказывається, прежде всего, что и за пределами Башкирского Приуралья в составе карбонатов галогенной формации фигурируют все три карбоната – кальцит, доломит и магнезит, однако в количествах, весьма различных и с резко неодинаковой встречаемостью.

В карбонатных породах из 44 проб 30 оказались нормальными доломитами, две – доломитизированными известняками, остальные почти чистыми известняками. *Магнезита ни в одном из анализируемых образцов не оказалось.* Характерно наличие отчетливой связи доломитизации с сульфатностью. При содержании  $\text{CaSO}_4$  в 5–30%, карбонат почти нацело (95–99%) слагается доломитом. Из 34 проб ангидритных и гипсово-ангидритных пород (Верхнечусовское месторождение, Туймаза) в 28 доломит является господствующим карбонатным минералом со степенью доломитности 78–83, 95, 97, 100%, в трех он составляет от 35 до 27% от суммы карбонатов, в трех же отсутствует вовсе. В двух пробах – чистого и сильноглинистого ангидрита Верхнечусовского месторождения – был аналитически констатирован магнезит в количестве 2,21 и 1,6%. В этом материале в достаточно отчетливой форме проявляется тот же карбонатный парагенезис сульфатной фации, какой мы видели в Башкирском Приуралье. Что касается солей, то характерной их особенностью является

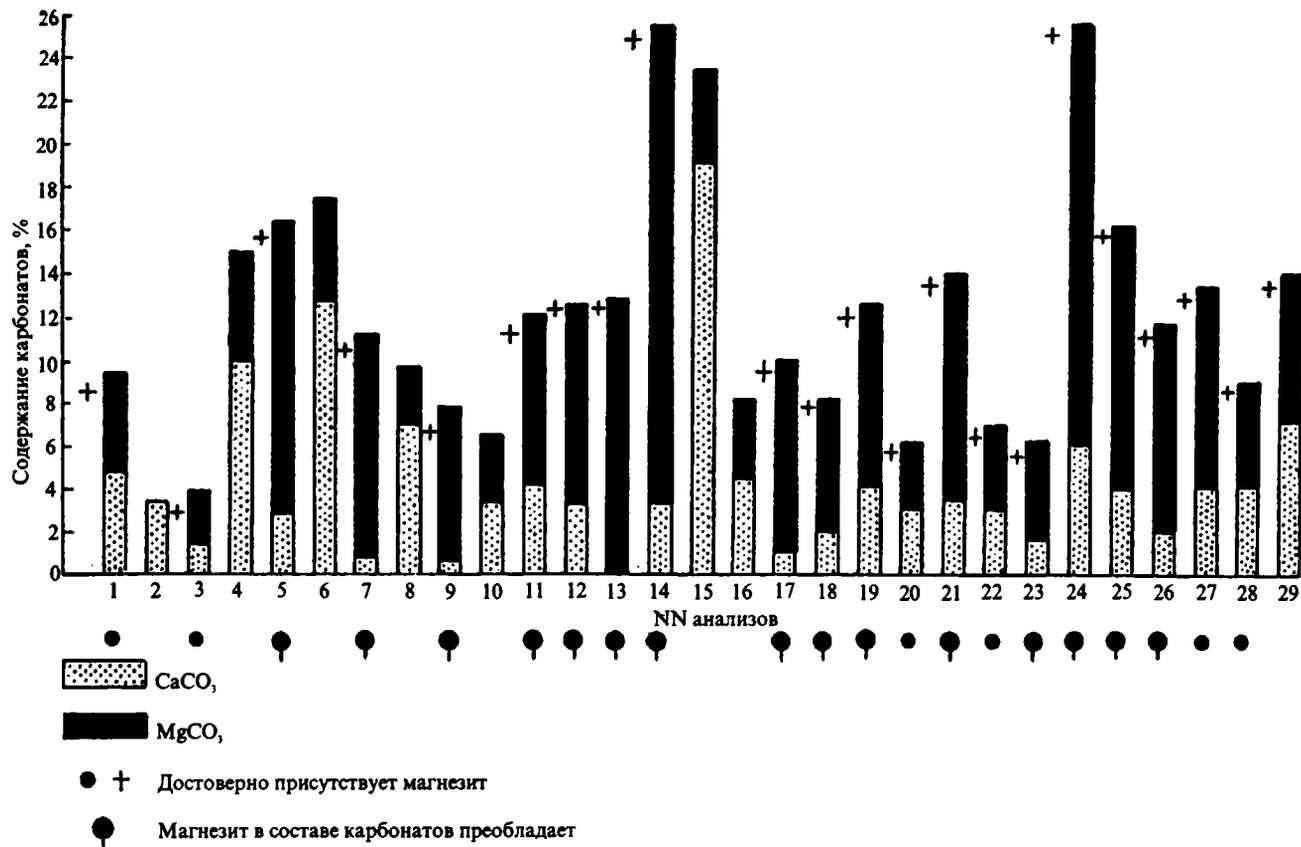


Рис. 27. Содержание карбонатов в нерастворимых остатках калийных солей Соликамска (по данным Ю.В.Морачевского)

достоверное наличие в них магнезита, его широкое здесь распространение и преобладание над кальцитом и доломитом. Магнезит в Соликамских солях впервые был констатирован А.Э.Разумовской микроскопически; позже Ю.В.Морачевский обнаружил его в ряде образцов химическим путем. Данные последнего автора особенно интересны.

В 24 пробах солей был накоплен большой нерастворимый остаток, и в нем определены карбонаты. Оказалось, что в 15 из них  $MgCO_3$  резко преобладал над  $CaCO_3$  и, значит, хотя бы частично достоверно был представлен магнезитом. На рис. 27 изображены графически наблюдающиеся здесь соотношения. В качестве примера можно привести следующие цифры.

В карналлитовых породах из шахты рудника №1 в нерастворимом остатке найдено:

|              |         |      |      |         |         |
|--------------|---------|------|------|---------|---------|
| Глубина в м  | 161–163 | 165  | 170  | 171–178 | 189–193 |
| $CaCO_3$ в % | 7,84    | 2,28 | 4,03 | 7,05    | 4,21    |
| $MgCO_3$ в % | 7,33    | 2,77 | 5,10 | 6,89    | 9,32    |

Перевес  $MgCO_3$  в большинстве случаев очевиден. В нерастворимом остатке сильвинита из того же рудника  $CaCO_3$  оказалось всего 1,83%, тогда как  $MgCO_3$  8,91%.

В четырех пробах более или менее чистой карналлитовой соли из разных мест Соликамского месторождения в нерастворимом остатке оказалось:

|              |      |      |          |          |
|--------------|------|------|----------|----------|
|              | 1    | 2    | 3        | 4        |
| $CaCO_3$ в % | 3,07 | 1,58 | 5,95     | 3,86     |
| $MgCO_3$ в % | 3,99 | 4,45 | 19,76(!) | 12,41(!) |

Цифры достаточно говорят за себя.

Чтобы убедиться в формах нахождения в галитовых и калийных солях  $MgCO_3$  в 11 образцах каменной соли, пестрого сильвина и карналлита из Соликамского месторождения, собранных Д.А.Виталем в 1945 г., были получены водно-нерастворимые остатки, которые затем были подвергнуты термохимическому исследованию (Д.А.Виталь). Результаты частично показаны на диаграммах (рис. 28).

Из рассмотрения термограмм видно, что в некоторых образцах галититов наблюдается смесь кальцита с доломитом, но обычно доломит отсутствует и замещается магнезитом. В калиевых солях везде без исключения видна остановка при 605–630°, отвечающая магнезиту, и при 870° отвечающая кальциту. Доломитной остановки нет вовсе, либо она отмечается (в одном из образцов) крайне слабо. Раздельная садка  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  на высоких ступенях осолонения Соликамской лагуны прорывается с достаточной отчетливостью.

Как видим, тот порядок выпадения карбонатных минералов в лагуне по мере ее осолонения, какой был установлен выше для Башкирского кунгура, оказывается справедливым и для более обширной площади галогенного кунгура Русской платформы. На всей площади огромного кунгурского лагунного водоема этой области при малой солёности выпадал главным образом кальцит, при средних солёностях – доломит, с примесью кальцита и магнезита, при высоких же солёностях, главным образом, магнезит с примесью кальцита и доломита. Такие соотношения позволяют выразить весь ход карбонатообразования в солёной лагуне в виде кривых, изображенных на рис. 23.

Для изучения изменений химической седиментации в терригенных породах кунгура мы располагаем данными, с одной стороны, по Туймазинскому месторождению, с другой – по Соликамской площади. И то, и другое представляет, как увидим сейчас, исключительный интерес. Построение диаграммы, аналогичной диаграмме рис. 29, показало, что в Туймазинском кунгуре в ин-

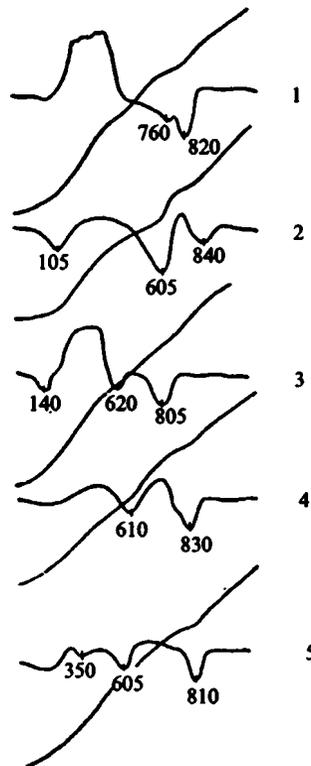


Рис. 28. Термограммы нерастворимых остатков калийных солей и галититов Соликамска

1 – NaCl; 2 – NaCl с глиной; 3 – NaCl; 4 – карналлит; 5 – сильвинит

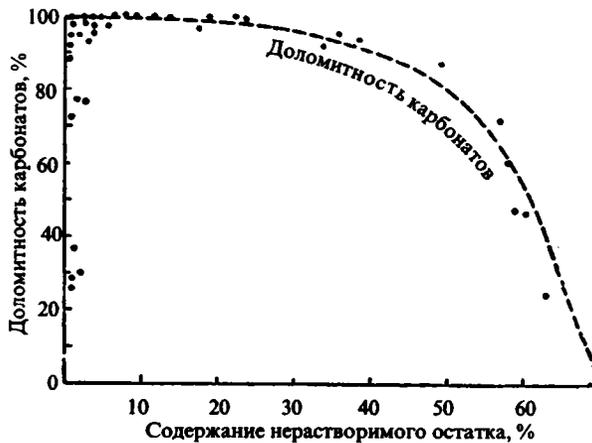


Рис. 29. Связь степени доломитности карбонатов с нерастворимым остатком терригенных пород кунгура в скважине у г. Туймазы (по В.П.Флоренскому)

тервале минерального нерастворимого остатка от 0 до 30% доломитность карбонатов отвечает нормальным доломитам, в интервале 30–50% доломитность постепенно понижается до 70%, а при нерастворимом остатке более 60% снижается до почти чистых кальцитов (рис. 29). В целом, все эти изменения прямо отвечают наблюдаемым ранее в терригенных породах кунгура Башкирского Приуралья, хотя количественно интервалы, в которых происходят аналогичные изменения в сульфатизации и степени доломитности в терригенных породах Туймазинского района, несколько иные, чем в Ишимбае. В частности, все интервалы несколько сдвинуты вниз, к нулевой точке, что указывает как бы на большую податливость туймазинской площади соленой лагуны к воздействию пресных вод, чем на востоке в Башкирском Приуралье. Это обстоятельство, возможно, указывает на несколько меньшую соленость лагуны в Туймазинском районе сравнительно с Башкирским Приуральем.

В Соликамском районе в работах Ю.В.Морачевского имеется весьма много химических анализов глинистых прослоек как из подстилающих солевую толщу пород, так и из самой этой толщи и из кровли ее. К сожалению, эти анализы не сопровождались термохимическими определениями и истинные минералогические формы  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в них неизвестны. Для глин, подчиненных сульфатным и сульфатно-карбонатным породам, мы на основании опыта можем с уверенностью признать, что  $\text{MgCO}_3$  в них находится целиком, или в главной части своей в виде доломита. Но для пелитовых пород, подчиненных солям (каменной и калиевым), этого с достоверностью утверждать нельзя, почему мы и вынуждены пока до дополнительного исследования оставить соленосные глины вне рассмотрения.

Ограничиваясь только глинами, подчиненными базальной сульфатной толще, можно констатировать, во-первых, что все немногие анализируемые образцы характеризуются очень низкой сульфатностью в доли процента при нерастворимом остатке в 50–77%; во-вторых, что степень доломитности карбонатов очень низка и варьирует от 6,37 до 48%, в среднем 25%. Совершенно гармонизируют со всеми изложенными выше данными наблюдения над карбонатами в покрывающей соль глинисто-известняковой толще, возникшей, аналогично переходной толще Башкирского Приуралья, несомненно в условиях распресняющегося водоема. Всего Ю.В.Морачевским и Т.В.Поленовой проанализировано 165 образцов из 4 скважин, причем из нижнего загипсованного отдела толщи – 27 образцов, из среднего, несущего лишь признаки сульфатизации, – 30 и из верхнего, несульфатизированного – 108. Степень доломитности нижнего отдела колеблется от 6,5 до 100%, составляя в среднем 44%, доломитность среднего отдела понижается до 33% и верхнего до 18%. Как видим, с прогрессирующим опреснением водоема средняя доломитность резко падает – явление, в точности воспроизводящее картину, которую мы наблюдали уже в терригенных фациях Ишимбаевской лагуны.

Итак, несмотря на разрозненность и случайность анализов, а также в общем ограниченное их число, можно с полным правом принять, что закономерности распространения и фациальный парагенезис карбонатов во всей массе нижнепермских галогенных отложений Русской платформы те же самые, что были подробно выяснены на примере галогенной формации Ишимбаевского Приуралья.

Интересно отметить в связи с этим и еще один факт. В истории галогенной формации цехштейна Германии после начальной стадии образования известняков стали отлагаться доломиты и галогенные породы вплоть до калийных солей; этим галогенным породам подчинены глины. Изучение карбонатов в глинах среди солей показало, по словам К.Корренса [Cоргens, 1935], что в них никогда не встречается доломит, а лишь магнезит в смеси с кальцитом. Все

это точно повторяет соотношения, имеющиеся в нашем кунгуре, и показывает, что выведенная нами схема эволюции карбонатакопления по мере осолонения морских лагун в пермское время была, по-видимому, широко распространена и за пределами Русской платформы. Была ли эта схема тогда вообще единственной, или же были еще какие-то иные пути эволюции карбонатных парагенезисов, аналогично тому, как сейчас имеются арало-каспийский и азово-черноморский типы эволюции карбонатообразования в лагунах, — остается неизвестным и должно быть дополнительно исследовано в дальнейшем.

#### 4. Опыт генетического истолкования карбонатных парагенезисов в кунгурских лагунах Башкирского Приуралья

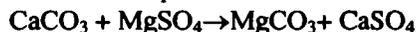
В материале, изложенном выше, бросаются в глаза два обстоятельства. Хотя пермские нормальные моря и лагуны, как и современные, заведомо относились к водоемам третьего класса карбонатности, развитие карбонатного процесса при их осолонении шло резко отлично от карбонатного процесса в современных лагунах. Специфическую особенность древних лагун составляет резкое и раннее развитие доломитов, происходящее еще до садки гипса; в последующем — на высоких соленостях — садка доломита сменяется раздельно-садкой кальцита и магнезита. Характерной чертой нижнепермской предуральской лагуны является также ослабление доломитного процесса в самых краевых ее частях и в области аллакаевской фации, т. е. в районах меньшего осолонения, и наибольшая выраженность доломитообразования в центральных частях лагуны. Причины, вызвавшие все эти особенности, нам и предстоит теперь выяснить.

Раннее и резкое развитие доломита в истории осолоняющейся пермской лагуны было, по-видимому, результатом благоприятного сочетания двух обстоятельств. В верхнепалеозойское время, как указывалось, в силу несколько повышенного содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, щелочной резерв исходной морской воды был также несколько повышен и доломитное вещество находилось, по-видимому, недалеко от точки насыщения раствора. В процессе концентрирования воды в лагуне щелочной резерв воды неизбежно повышался отчасти за счет явлений пересыщения морской воды карбонатами, что типично для водоемов засушливых зон, отчасти под влиянием защитного действия органического вещества (см. часть первую), которое само, как правило, концентрируется в осолоняющихся лагунах. Но еще более существенным источником повышения щелочного резерва были речные воды, стекавшие в кунгурскую лагуну с Урала. Наличие в верхах кунгура содовых отложений в районе Среднего Урала доказывает, что воды, стекавшие с Урала, заведомо были второго и первого класса карбонатности, т. е. содержали в себе много  $\text{MgCO}_3$ , а в некоторых случаях  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . По закону доминантной соли (см. часть первую) это должно было вызывать в воде кунгурской лагуны концентрацию  $\text{MgCO}_3$  и одновременно повышать и ее щелочной резерв и pH. При сочетании всех этих условий, надо думать, доломитное вещество при осолонении лагуны уже относительно быстро подходило к насыщению и выпадало из раствора, как первичный химический осадок. То обстоятельство, что давление углекислоты было тогда в атмосфере выше, чем сейчас, предохраняло  $\text{MgCO}_3$  от осаждения в виде основных углекислых солей и способствовало садке именно первичного доломита, а не смешанной соли Линка, т. е. не смеси карбонатов Ca и Mg. Так, благоприятное сочетание углекислотного режима в верхнепалеозойской атмосфере с характером карбонатного стока с Урала обеспечивали раннее и обильное появление доломита в осадке при осолонении Ишимбаев-

ской лагуны. Избегание доломитом наиболее краевых и распресненных участков лагуны с развиваемой точки зрения совершенно закономерно и естественно: сюда в наибольшей степени поступали речные и морские воды с пониженным рН и щелочным резервом; они разбавляли насыщенный доломитом раствор и тем самым тормозили его выпадение; в краевых частях лагуны поэтому вместо доломита садился кальцит с большей или меньшей подмесью доломита (в моменты, когда разбавление было минимальным). Лишь за пределами зоны разбавления, где насыщение воды доломитным веществом было наиболее стойким, садился доломит нормальный или очень к нему близкий.

Гораздо сложнее истолковать дальнейшую смену карбонатного парагенезиса – прекращение садки доломита и переход к раздельному осаждению кальцита и магнетита.

Решающим фактором в этом отношении является, на мой взгляд, начало осаждения гипса. Поскольку  $\text{CaSO}_4$  в гораздо меньшей степени, чем карбонаты, склонен давать пересыщенные растворы, а запасы иона  $\text{SO}_4^{2-}$  в лагунной воде огромны, естественно, что разгрузка рапы от кальция начинает теперь идти в основном по каналу гипсообразования. Иными словами, вступает в действие прямая реакция Гайдингера



и щелочной резерв рапы, так сказать, резко перестраивается: главным носителем его становится  $\text{MgCO}_3$  с некоторой ничтожной долей  $\text{CaCO}_3$ , определяемой правилом доминантной соли. Эта разгрузка рапы от кальция путем образования гипса приводит к тому, что в рапе удерживается лишь такая масса  $\text{Ca}^{2+}$ , которая отвечает условиям насыщения рапы  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaCO}_3$ ; всякий избыток против этого количества не может долго существовать в рапе, так как он будет “срезан” либо садкой новой порции гипса, либо образованием кристаллов  $\text{CaCO}_3$ , либо обоими этими способами вместе. Но для насыщения воды доломитным веществом в силу его большей, чем у кальцита, растворимости как раз и требуется, чтобы концентрация  $\text{Ca}^{2+}$  была выше той, которая определяется насыщением воды  $\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Физическая невозможность получить такую концентрацию с момента начала садки гипса и является причиной, вызывающей переход от доломитного парагенезиса к кальцитово-магнетитовому.

Но если изложенные соображения верны, мы должны были бы наблюдать в гипсах и ангидритах уже не доломит, а смесь кальцита с магнетитом. Между тем, в действительности в ангидритах по большей части присутствует доломит, близкий к нормальному или с небольшой примесью кальцита, и лишь в меньшем числе случаев наблюдается смесь доломита с кальцитом и магнетитом. Полный “распад” доломита на  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  происходит лишь много позже, на более высоких ступенях осолонения, когда кристаллизуются уже  $\text{NaCl}$  и калийные соли, причем самый переход от доломита к раздельной садке  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  осуществляется *не сразу* (“скачком”), как нужно было бы ожидать, а *постепенно*. Спрашивается, чем же объясняется это “запаздывание” в смене карбонатных парагенезисов и постепенность их смены вместо скачка?

Причину, как мне кажется, следует искать не в карбонатных равновесиях, как таковых, а в специфическом гидрологическом режиме, свойственном всем водоемам с высокоинерализованной рапой.

Сущность этого режима состоит в том, что концентрация солей в течение года не остается постоянной, но периодически меняется. Осенью и особенно весной, под влиянием стока снеговых и дождевых вод, рапа разбавляется настолько, что химической садки солей не происходит вовсе; напротив, растворяются ранее осажденные соли. Летом, в период максимального испарения,

рапа сильно концентрируется и садка солей возобновляется. Разбирая эти годовичные циклы с точки зрения карбонатообразования, следует признать, что если даже в летнее время водоем и садит  $\text{CaSO}_4$  и имеет соответственный карбонатный режим, то в периоды осенне-зимнего и весеннего разбавления садка гипса заведомо прекращается. В первые моменты (летней) концентрации такой разбавленной воды, до начала садки гипса, из воды возможна садка доломита; в более позднее время, когда гипс садится, первичное доломитообразование прекращается, сменяясь отдельным осаждением  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ . В балансе же годового осаждения мы получим небольшой толщины пластик, в котором смешиваются в той или иной пропорции доломит весенней садки с кальцитом и магнезитом летней садки. Когда лагуна только что вошла в сульфатную стадию в один из моментов годовичного цикла, весеннее разбавление ее рапы очень велико, период летней концентрации ее до момента гипсообразования растягивается на большой срок, соответственно чему в осадке будет много доломита и мало летних кальцита и магнезита. Количество последнего могут быть так малы, что термограмма и оптика вообще его не уловят. Вступление лагуны в сульфатную стадию в один из моментов годовичного цикла на деле еще не вызовет того изменения карбонатного парагенезиса, какой требуется физико-химическими равновесиями сульфатной стадии. Но с течением времени, по мере общего осолонения лагуны, периоды весеннего разбавления и, соответственно, доломитообразования будут становиться все более краткими, а интервалы садки  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{CaCO}_3$  и магнезита все более значительными. В сульфатных осадках это скажется все большим сокращением доломита и увеличением роли кальцита и магнезита. При очень высоких соленостях, которые знаменуют обычно вхождение лагуны летом уже в стадию хлоридной седиментации, весеннее разбавление может оказаться таким, что рапа все еще будет насыщена  $\text{CaSO}_4$ . С этого момента доломит из состава галогенных осадков исчезнет вовсе и наступит господство типичного кальцитово-магнезитового парагенезиса. Этот парагенезис, как видим, полностью реализуется в осадках много позже того, как физико-химическая эволюция лагун впервые создаст для него предпосылку в виде летнего насыщения рапы  $\text{CaSO}_4$  и начала садки гипса.

Понятно, что в зависимости от местных географических особенностей момент смены парагенезисов у разных лагун наступит в разное время и кальцитово-магнезитовый парагенезис ассоциируется то с переходными породами от гипсов к галититам, то с галититами, то с калийными солями. Вместе с тем, самый переход от доломитного парагенезиса к кальцитово-магнезитовому становится постепенным, плавным, а не скачкообразным.

Так, вмешательство своеобразного гидрологического режима в ход химического осадконакопления лагун создает ситуацию, которая без труда устраняет неустраняемые, на первый взгляд, противоречия между тем, что требуется физико-химической схемой, и тем, что наблюдается в разрезах лагунных толщ. В действительности все течет согласно физико-химической схеме, но в природном осадке смешиваются продукты разных стадий химического осадкообразования, ежегодно проходящих бассейном, и потому этот природный осадок кажется уклоняющимся от нормального хода, предписываемого схемой, и на первый взгляд непонятным. На этом примере лишний раз видно, насколько не просто применять к природе соотношения, выводимые в лабораториях при изучении физико-химических равновесий. Механический перенос на природу экспериментальных данных без учета специфики течения естественных процессов осадкообразования может часто создавать мнимое противоречие физико-химической схемы и природных процессов.

Изложенного явствует, что на современной стадии исследования карбо-

натных равновесий уже возможно, хотя бы в общих чертах, подойти к физико-химическому осмысливанию и истолкованию карбонатных парагенезов древних лагун. К сожалению, это истолкование имеет пока чисто качественный характер: улавливается лишь суть процессов, но нет их количественного диаграммного выражения, равно как нет и экспериментального их воспроизведения. Все эти весьма нелегкие, как показывает опыт, задачи еще ждут своего исследования.

## 5. О судьбе лагунного доломитообразования в послепалеозойской истории Земли

Представления о механизме лагунного карбонатообразования, развитые на предыдущих страницах, имеют значение не только для нижнепермских лагун, но, очевидно, и для всего предшествующего палеозойского времени, поскольку основная предпосылка специфичности процесса – повышенное содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере – относится к палеозою в целом. Иное дело, последующая мезозойско-кайнозойская история Земли, в течение которой концентрация атмосферной углекислоты постепенно падала к современному очень низкому ее уровню. Сам собою рождается вопрос, что же делалось одновременно с этим с карбонатными парагенезисами лагун?

Лагунные доломиты, предшествующие садке гипса, заведомо имеются в мезозое и палеозое, но являются ли они здесь обязательной стадией, проходимой лагунами при их осолонении, как это было в палеозое, – остается неизвестным. В неогене и в современный момент во всяком случае достоверно имеются лагунные толщи без доломитной стадии, предшествующей сульфатной. И опять неясно: действительно ли мы имеем здесь дело с реальным и полным необратимым исчезновением доломитного процесса из лагунной седиментации, или же принципиально возможно, при некоторых условиях, хотя бы локальное, ограниченное возобновление доломитообразования в лагунах?

При отсутствии чисто фактически разработанной конкретной истории лагунного карбонатонакопления на эти вопросы можно ответить, конечно, лишь гипотетически. В качестве такой гипотезы мне кажутся не лишенными основания следующие соображения.

В палеозойских лагунах, кроме основного фактора доломитообразования – повышенного содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, действовал еще и другой фактор: вынос реками в лагуну вод второго и первого класса карбонатности. При наличии первого фактора существование второго в те времена было необязательным; это был лишь дополнительный, факультативный фактор. В мезозойско-кайнозойское время обстоятельства изменились: с понижением  $p\text{CO}_2$  до малого уровня *принес в лагуну вод второго и первого карбонатного класса стал решающим фактором, повышающим pH и щелочной резерв лагунных вод и обеспечивающим доломитонакопление*. В лагунах, питавшихся только морской водой и не получавших вод второго и первого карбонатного класса, доломитообразование как обязательная стадия действительно прекратилось. И только у специфической группы лагун, врезанных в горные области с развитыми в них массивнокристаллическими и метаморфическими породами, – лагун, обильно питаемых поэтому речной и грунтовой водой второго и первого карбонатного класса, доломитообразование еще удерживалось. Иными словами, *в мезозое и кайнозое доломитная стадия в жизни лагун из обязательной стала, вероятно, факультативной, осуществлявшейся лишь при определенном сочетании физико-географических условий*. Вместе с тем, и самый процесс образования доломита приобрел, по-видимому, другой характер. Низкое

давление  $\text{CO}_2$  в атмосфере, даже при высоком щелочном резерве, толкало  $\text{MgCO}_3$  не к формированию доломита, а к выпадению в виде основных солей, и только в процессе диагенеза из  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  возникал доломит, как это и предполагал В.Б.Татарский для палеогеновых доломитов Ферганы. С развиваемой точки зрения, мезозой и кайнозой приобретают характер существенно нового этапа в лагунном карбонатообразовании.

Если в палеозое и в более ранние времена доломитный парагенезис был обязательным явлением в развитии лагун и сам доломит был первичным осадком из воды, то в мезозое и кайнозое он сделался лишь факультативной стадией, осуществлявшейся при определенном стечении физико-географических условий, и образовывался в диагенезе илов, получавших из воды раздельно  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ . В современный момент нет этого благоприятного физико-географического комплекса, нет лагун, питаемых водой второго и первого класса карбонатности, и доломитообразование из лагунной истории выпадает вовсе. Но это, конечно, отнюдь не означает, что такие условия не создадутся хотя бы у некоторых лагунных бассейнов в дальнейшей истории Земли и что в них доломит не появится вновь.

Насколько отвечают природным фактам все эти соображения, может показать лишь будущее.

Необходимой предпосылкой не гипотетической, а достоверной эволюции лагунного карбонатакопления в истории Земли является последовательное сравнительно-литологическое исследование лагунных формаций, начиная от древнейших кембрийских их представителей до современных лагун. Проведение такого исследования представляет, впрочем, выдающийся интерес не только для проблемы карбонатного процесса, но и для многих других вопросов литологической теории, равно как и для народного хозяйства.

## **6. Об интенсивности и общем характере карбонатакопления в континентальных водоемах геологического прошлого сравнительно с морскими**

Сравнивая фациальные типы современного и древнего карбонатообразования, невозможно пройти мимо анализа еще двух основных закономерностей, наблюдаемых в современности. Мы видели во второй части, что средняя абсолютная интенсивность карбонатного процесса в  $\text{г/см}^2$  за 1000 лет минимальна на площади океанов и максимальна у внутриконтинентальных водоемов – лагун, озер засушливого климата. Одновременно с этим происходит радикальная перестройка характера карбонатного процесса: если в океанах и морях нормальной солености резко преобладает биологическое выделение карбонатов, а химическая садка их сильно ослаблена, то во внутриконтинентальных водоемах засушливой зоны, напротив, резко преобладают процессы химического осаждения и подавлено биологическое выделение карбонатов. Сообразно с этим, как указывалось, ясно видоизменяются и все процессы распределения на площади водоемов абсолютных масс карбонатов. Было бы весьма интересно выяснить, насколько проявлялись в древние эпохи обе эти закономерности, столь ясно выступающие в настоящее время?

Для решения первого вопроса необходимо было бы располагать цифрами абсолютной интенсивности карбонатного процесса в древних морях и озерах засушливой зоны, в  $\text{г/см}^2$  за 1000 лет. При современном состоянии абсолютной геохронологии таких цифр для морских карбонатных формаций очень мало и они весьма приблизительны и не всегда надежны, для озерных же

осадков нет вовсе. Поэтому в настоящее время приходится идти в решении вопроса путем общих соображений.

Увеличение интенсивности карбонатонакопления в озерах и внутриконтинентальных морях современности есть следствие совокупного действия трех факторов: 1) роста отношения  $B : L$ ; 2) высокого содержания карбонатов в речной воде, питающей эти водоемы; 3) усиленного вноса карбонатов в составе взвесей. Благоприятные отношения  $B : L$  у внутриконтинентальных водоемов, особенно озер, сравнительно с океаническими, никак не могут рассматриваться как специфическая особенность современного геологического момента. Эта черта есть характерная особенность континентального режима вообще и все резче выявлялась по мере того, как в ходе тектонической эволюции нарастали платформенные массивы, ядра современных континентов, и сужались геосинклинальные зоны. И так как уже в конце альгонка многие платформенные обладали весьма крупными размерами (особенно Гондвана?) и континентальные участки были весьма большими; то естественно, что для всего послеельгонского периода соотношения абсолютных скоростей карбонатного процесса в океанах и внутриконтинентальных морях и озерах регулировались величиной  $B : L$ . В отдельные эпохи это влияние  $B : L$  могло усиливаться, в другие – сказываться меньше, но в целом оно проявлялось постоянно.

Точно так же усиленный внос в озера засушливой зоны карбонатов реками – в растворенной и во взвешенной форме – отнюдь не есть специфическая особенность современного момента, но прямо вытекает из существа физико-географической обстановки засушливых зон. Засушливость климата предполагает усиленное испарение речной воды – отсюда повышение в ней концентрации карбонатов и вступление их в фазу насыщения и пересыщения  $\text{CaCO}_3$ . Карбонатность смываемых почвенных горизонтов засушливой зоны определяет сильную карбонатность взвесей, которые, к тому же, не могут подвергаться растворению в силу пересыщенности речной воды карбонатным материалом. Таким образом, благоприятное влияние засушливого климата на карбонатонакопление в водоемах засушливой зоны также должно было неизбежно сказываться, то в более сильной, то в ослабленной степени, с чрезвычайно удаленных от нас геологических эпох, с конца докембрия, во всяком случае.

Как видим, хотя мы и не располагаем пока цифрами абсолютной скорости карбонатного процесса в древние эпохи, все же можно с большой уверенностью сказать, что общие соотношения интенсивностей (в  $\text{г/см}^2$  за 1000 лет), свойственные современным водоемам, – пониженное карбонатонакопление в океанах, повышенное в водоемах засушливой зоны, – принципиально должны были иметь место и в древние геологические периоды. Понятно, что речь идет в данном случае только о принципиальной сущности соотношений, а не о конкретном цифровом их выражении.

К аналогичному выводу неизбежно приводит и рассмотрение факторов, вызывающих перестройку карбонатного процесса в современных водоемах засушливой зоны сравнительно с океаническими. Причиной такой перестройки является, как мы знаем, общее качественное и количественное обеднение водоемов известкывыделяющим бентосом и особенно планктоном по мере того, как гидрохимический режим бассейнов все больше отклоняется от того, какой свойственен нормально-солёному морю. Именно это обстоятельство, в сочетании с повышенной подачей растворенных карбонатов в водоем, и приводит к понижению роли биогенного выделения  $\text{CaCO}_3$  и к увеличению значимости чисто химических процессов. Но та связь органического мира со степенью солёности и вообще с гидрохимическим режимом водоемов, какая намечается в современный геологический момент, уже давно установлена на водоемах геологического прошлого. Общее качественное, а потом и количественное обед-

нение известкового бентоса и планктона в бассейнах с аномальным гидрохимическим режимом есть факт, единодушно признаваемый геологами, и служит даже признаком, по которому распознаются эти водоемы. Отсюда, при повышенной ежегодной подаче растворенных карбонатов в бассейны, вытекает, что и в древние эпохи переход от нормальных морей к водоемам засушливой зоны неизбежно должен был сопровождаться не только общей интенсификацией карбонатного процесса, но и перестройкой его в сторону ослабления роли биогенного извлечения  $\text{CaCO}_3$  из воды и усиления химической садки его. В данном случае можно опереться уже и на некоторые независимо сделанные наблюдения и давно известные факты. Так, еще Н.И. Андрусовым и А.Д. Архангельским было установлено, что осадкообразование, включая и карбонатакопление, в неогеновых морях Крымско-Кавказской зоны весьма близко отвечает тому, что мы имеем сейчас в Черном море, где, как было показано во второй части, лишь 17 % представляют собою непосредственно биогенный карбонат, остальные же 83 % – пелитоморфный карбонат, химически осажденный и механически внесенный. В красноцветных толщах  $\text{P}_2$  Приуралья и Русской платформы, накопившихся в засушливой зоне, карбонат в мергелях и известняках исключительно пелитоморфный. То же можно сказать о красноцветных толщах  $\text{D}^2_3$  Главного девонского поля – также отложениях засушливой зоны. Все это полностью отвечает тому, что известно для современных водоемов аридного климата.

Итак, хотя континентальные карбонатообразующие водоемы прошлого изучены пока мало, мы имеем все основания утверждать, что возрастание абсолютной интенсивности карбонатного процесса сравнительно с океанами и морями нормальной солености, а также резкая и характерная перестройка самого этого процесса имели у них место принципиально в том же виде, что и сейчас. Правильно уловленный и понятый процесс в современном карбонатообразовании позволяет гораздо глубже понять течение этого процесса и в прошлом, открывая в нем такие стороны и детали, которые без применения сравнительно-литологического метода еще долго ускользали бы от литологов.

### Глава III

#### Об основных историко-геологических закономерностях карбонатакопления в геологическом прошлом

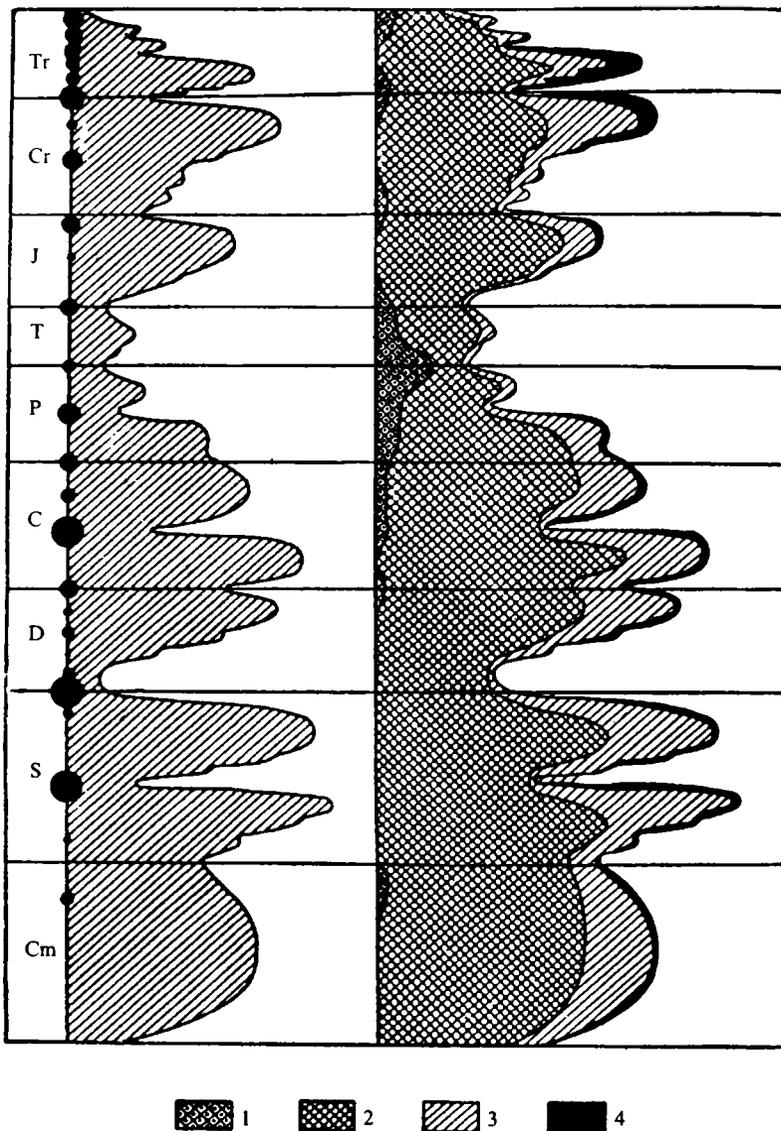
В заключение нашего анализа целесообразно коснуться некоторых основных и более общих историко-геологических закономерностей карбонатакопления в геологическом прошлом и выяснить, насколько они отвечают тем общим закономерностям карбонатного процесса, какие были сформулированы в результате изучения современных осадков.

В качестве отправного пункта остановимся на стратиграфическом распределении карбонатных пород.

## 1. Стратиграфическое распределение карбонатных пород

В отличие от некоторых осадочных образований, как угли, гипсы, соли, карбонатные породы, вообще говоря, столь же древни, как и породы обломочного класса. В древнейших, известных нам докембрийских свитах (например, Каучичинг в С. Америке) мы уже встречаем, наряду со всевозможными сланцами, прослои доломитов; еще сильнее развиты карбонатные породы в свите Гренвиль, более или менее синхроничной предшествующей. С той поры карбонатные породы то в виде отдельных прослоев, то в виде мощных толщ входят в состав разрезов всех сколько-нибудь значительных площадей развития архея и протерозоя. Отметим в качестве наиболее известных и крупных примеров: доломитовые и кальцитовые мраморы ладожской формации и мощные известняки с *Carelozoon jatulicum* в карельской формации Фенноскандии; кристаллические известняки с целыми пачками водорослевых шаров в гуронской формации в районе Великих озер в США; колоссальную карбонатную формацию в свите Нама-Трансвааль в Ю. Африке; крупные по мощности карбонатные свиты в протерозойской толще Енисейского кряжа, Урала, Саян; наконец, известняки синийской формации, широко распространенные в Китае. По этим находкам в настоящее время пока невозможно восстанавливать конкретные климатические и палеогеографические условия образования докембрийских карбонатных свит. Однако, когда мысленно пробегаешь по всем этим формациям, невольно создается впечатление, во-первых, что в докембрии карбонатные породы принадлежали к числу образований, непрерывно существовавших то в большей, то в меньшей степени на поверхности Земли; во-вторых, что в протерозое они развиты в общем гораздо шире, чем в архее, и тем шире, чем ближе к историческому периоду в развитии Земли мы подходим. Бросается в глаза также, что наибольшего по площади, а порой и по мощности, развития карбонатные породы достигают на участках, которые в значительной степени, а иногда и целиком, утратили свои геосинклинальные свойства и превратились в полуплатформенные или даже платформенные тела. Характерно, с этой точки зрения, что особенно мощные и широко развиты карбонатные породы в системе Нама-Трансвааль в Ю. Африке; здесь они залегают очень спокойно, слабо дислоцировано и явно принадлежат области, уже исчерпавшей свои геосинклинальные свойства. В аналогичных условиях развиты карбонатные толщи в протерозое Енисейского кряжа. Что же касается известняков синийской формации, то они, как и вся формация вообще, по современным взглядам вообще отложились на структуре платформенного типа. Таким образом, в тектоническом размещении карбонатных толщ уже в протерозое начинают проступать черты, которые с классической ясностью выявляются в последующей истории Земли.

Начиная с кембрия, мы можем следить уже совершенно точно за стратиграфическим размещением карбонатных толщ, причем с полной отчетливостью устанавливаются два характерных и важнейших обстоятельства. *Какое бы по величине стратиграфическое подразделение ни взять – систему, отдел, ярус, горизонт, всегда среди слагающих его пород на тех или иных участках земной коры найдутся и карбонатные образования.* Это означает, что для послеальгонгской истории земной коры мы уже не предположительно, а совершенно точно знаем, что образование карбонатных пород есть процесс, непрерывно существовавший на поверхности Земли. Степень интенсивности этого процесса, а также географическое расположение карбонатных тел, однако, резко менялись от одной эпохи к другой и потому в послеальгонгской истории континентального блока ясно выделяются эпохи ослабленного и эпохи повышенного накопления карбонатных пород. На диаграмме (рис. 30)



**Рис. 30.** Стратиграфическое распределение карбонатных пород в послегондванское время

Левая сторона – трансгрессии и регрессии моря (изменения площадей осадкообразования); черные кружки – фазы складкообразования. Правая сторона – площади развития пород: 1 – континентальные обломочные породы; 2 – морские обломочные породы; 3 – известняки; 4 – кремни, опоки.

По оси ординат отложены геологические периоды (отрезки отложены пропорционально их абсолютной длительности)

сделана попытка отобразить эти колебания в интенсивности образования известково-доломитовых осадков, базируясь на данных региональных геологических обзоров и с учетом главным образом *площадей* развития карбонатных пород, а отчасти и их мощностей. Из диаграммы отчетливо видно, что макси-

мальные накопления карбонатных пород отвечают: концу нижнего кембрия и среднекембрийской эпохе; верхней части ордовика; середине готландия; верхнедевонской эпохе; концу турнеэ – началу визе; верхнекарбонатовой эпохе и нижней перми; верхнеюрской эпохе; верхнемеловой эпохе; середине палеогена (эоцену). Таким образом, в послеельфонской истории континентального блока насчитывается примерно 10–11 эпох, которые отличались массовым развитием и необычайно широким распространением карбонатных пород. Между этими “карбонатными эпохами” располагаются то относительно кратковременные, то весьма длительные эпохи, когда накопление карбонатных осадков сходило к минимуму, хотя и не прекращалось совсем.

Посмотрим теперь, как пространственно размещались карбонатные породы на лике Земли в эпохи их максимального развития.

## 2. Климатическое размещение карбонатных пород в “карбонатные эпохи”

При анализе опубликованных мною палеогеографических карт [Страхов, 1948] весьма любопытные результаты дает сопоставление площадей развития древних карбонатных пород с климатической зональностью Земли в эпохи их образования.

Наиболее четко эти соотношения даются картами палеогеновой, верхнемеловой и верхнеюрской эпох. В это время, как известно, климатическая зональность на поверхности Земли близко воспроизводила современную: экватор имел в общем то же положение, что сейчас, и основные климатические зоны – тропическая, северная и южная аридные, северная и южная умеренные и полярная – также более или менее точно отвечали аналогичным современным зонам. Отличия от современности касались лишь конфигурации сходных климатических полос, их ширины, а также большей или меньшей резкости климатических различий. Эти обстоятельства чрезвычайно облегчают выявление закономерностей климатического размещения мезокайнозойских карбонатных осадков.

На всех трех картах повторяется в общем один и тот же план. От Антильского архипелага к Средиземному морю и отсюда к Малайскому архипелагу узкой полосой тянется геосинклиналь Тетис, в пределах которой карбонатные осадки разбросаны во многих местах (Вост. Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, М. Азия, Гималаи и т. д.), но обычными для геосинклиналей узкими и мелкими лентами, линзами. К северу от Тетиса, на платформах и герцинидах Европы и частью Сев. Америки, располагается широкая, почти сплошная полоса карбонатных пород то разрастающаяся, то сокращающаяся. В верхнеюрское время она минимальна и охватывает только Парижскую котловину и юг Русской платформы (Донбасс, частью Прикаспийскую низменность); вместе с тем, сама карбонатная фация существует не все верхнеюрское время, а главным образом в оксфорде-киммерид-же, меньше – в титоне. Но в верхнемеловую эпоху карбонатакопление резко расширяется и существует чрезвычайно устойчиво как в Европе, так и на Северо-Американской платформе. В палеогене карбонатная полоса сокращается, причем карбонатные осадки возникают, главным образом, в верхнем эоцене (киевский ярус), а интенсивность карбонатакопления доходит до формирования преимущественно мергелей. К югу от Тетиса, в Африке и Аравии, намечается вторая полоса платформенных карбонатных осадков; она также минимально развита в верхнеюрскую эпоху, в верхнем мелу достигает максимума и вновь несколько сокращается в палеогене. Обе карбонатных зоны в  $J_3$ ,  $Cr_2$ ,  $Pg$ , как видим, живут общей жиз-

нию. Из современной географической локализации их вытекает, что в прошлом обе полосы должны были относиться к зоне тропиков и субтропиков, располагаясь частью во влажном тропическом поясе, частью в аридной зоне. Все, что мы знаем сейчас о фауне морских отложений  $J_3$ ,  $Cr_2$ ,  $Pg$  и о флоре синхроничных континентальных осадков, целиком отвечает этому заключению и является настолько общеизвестным, что не требует дополнительной аргументации. Стоит только, может быть, указать, что черты аридного климата действительно устанавливаются для ряда участков. Так, в титонский век гипсы и часть соли (вплоть до калийных) отлагались в Сев. Германии, на Сев. Кавказе, в Таджикистане, а также кое-где на побережье Сомали и в Чили. В верхнемеловую эпоху в разное время гипсы развивались на площади Таджикской и Ферганской депрессий и во многих местах Сев. Африки. В палеогене галогенные осадки известны в Испании, в Рейнском грабене, в Фергане и Таджикской депрессии, а также в виде обширной полосы в Иране. Таким образом, несомненно, что полосы широкого развития карбонатных пород Южн. Европы и Сев. Африки лежали не только в климате теплом, но в ряде случаев и в климате сухом, т. е. примыкали к пустынным и полупустынным континентальным площадям, что представляет для дальнейшего очень существенное обстоятельство.

Существенно иначе выглядит осадконакопление  $J_3$ ,  $Cr_2$ ,  $Pg$  за пределами тропической и субтропической зон. Наибольшие материалы по этому вопросу дает Северное полушарие. В верхнеюрское время на площади Русской платформы отлагаются пески и более или менее известковистые глины. Карбонат кальция присутствует в них лишь в виде более или менее заметной примеси, по большей части в органогенной форме; *но карбонатные фации, как таковые, т. е. известняки, доломиты, здесь уже отсутствуют.* Того же типа осадки характеризуют и морской залив в области Западно-Сибирской низменности. Что же касается осадков Полярного моря, известных в Гренландии, на Шпицбергене, Медвежьих островах, в Хатангской мульде и т. д., то они, как правило, вовсе бескарбонатны или содержат карбонаты лишь в виде раковинных остатков. *В верхнемеловом море* полоса меловых осадков на Русской платформе оконтуривается, как известно, с севера глинами и опоками, а в Предуральском проливе и в Зауральском (Западно-Сибирском) море, севернее Мугоджар (Аята), карбонатные фации вообще замещаются глинами. В этом Зауральском меридиональном бассейне с идеальной отчетливостью видно, как по мере перемещения с юга на север постепенно падает интенсивность карбонатакопления вплоть до почти полного подавления его на крайнем севере (р. Сосьва). Совершенно то же повторяется и в палеогеновых морях.

К сожалению, недостаток данных мешает проследить за аналогичными изменениями в Южном полушарии; сохранившиеся клочки прибрежных отложений явно для этого недостаточны. Но после сказанного выше едва ли можно сомневаться, что и в Южном полушарии изменения карбонатакопления с продвижением к полюсу, несомненно, были аналогичны.

Мы можем, следовательно, констатировать, что *в кайнозой и мезозой климатическая локализация карбонатного процесса на поверхности Земли была принципиально такою же, что и в современный момент.*

Климатическая зональность герцинского этапа в целом в настоящее время не раскрыта даже в основных чертах, что, конечно, крайне затрудняет климатический анализ герцинского карбонатного процесса. Но для отдельных частных регионов, в частности для северо-западной Евразии и США, климатическая обстановка может считаться точно установленной, а эти-то районы для нас сейчас прежде всего и интересны.

Известно, что широкий пояс верхнекаменноугольных месторождений угля

параличического типа, протянувшийся от южных частей США через Англию, Францию, Донбасс, Малую Азию к Китаю, принадлежит, судя по флоре, области карбонового тропического климата (Потонье, А.Н.Криштафович). Непосредственно к северу от нее в Евразии, как это было показано недавно мною [Страхов, 1945], лежала более или менее широкая полоса аридного климата, что доказывается наличием гипса и ангидрита среди осадков Русской платформы, (см. рис. 5). В Сев. Америке к северо-западу от угленосных отложений, в штате Юта и в западной части Колорадо, к этому времени относится мощная соленосная формация Парадокс. Стало быть, и здесь севернее лежала аридная полоса. Вероятно, центральная часть огромного платформенного тела, объединявшего тогда северо-американскую, северо-атлантическую и Русскую платформы, была огромной пустынной зоной, отвечавшей северной аридной полосе. Другая (южная) аридная полоса охватывала, возможно, какую-то часть Гондваны. Если это так, то локализация мощных полей карбонатных пород на Русской платформе, Шпицбергене, в США, в Южн. Америке и в Африке окажется совершенно такой же, как в последующее время. Поля эти лежали в зоне теплого климата, тропического и субтропического, причем моря, осаждавшие карбонатные породы, примыкали к областям обширных полупустынных и пустынных континентов. Лишь частично, по северной окраине Гренландии и на земле Гринелла, известняки  $C_3$  принадлежали, быть может, области уже умеренного климата.

Судя по наблюдениям на площади северо-западной Евразии [Страхов, 1945], климатическая зональность на интересующей нас площади имела однотипный характер во всем верхнем палеозое, от девона до перми включительно. Зона аридного климата временами сужалась ( $C_1$ ), временами резко расширялась (P), но основные черты пролегания ее на поверхности Земли оставались прежними. Это заключение подтверждается и в США, где в  $C_1$  у северо-восточной оконечности Аппалачей имеются незначительные накопления гипса, а в самом конце  $D_3$  в бассейне Миссури – мощные накопления гипса, как раз в той же части, какая и в  $C_3$  относилась к аридной зоне. Отсюда следует, что и карбонатные толщи  $C_1$  и  $D_3$ , расположенные почти в точности так же, как карбонатные фации  $C_3$ , принадлежат зоне теплого, а частью и аридного климата, т. е. примыкали к пустынного типа континентам. Как известно, органический мир, включенный в карбонатных породах, полностью согласуется с таким толкованием климатических условий их отложения.

Климатическая ситуация каледонского этапа представляет еще большие трудности для истолкования. Не берясь за их решение, ограничимся лишь констатацией следующего любопытного факта. Среди карбонатных толщ кембрия Сибирской платформы во многих местах (у Усоляя, на юге, в среднем течении Вилюя, по северной части платформы) рассеяны то большие, то меньшие включения гипсов, ангидритов, а также и солевые пласты. То же в меньшей степени отмечается и для силура. На Северо-Американской платформе в штате Нью-Йорк и соседних в конце  $S_2$  отлагается мощная соленосная формация (Salina-formation). На Китайской платформе солей и гипсов не констатировано, но трещины высыхания, порою псевдоморфозы по NaCl обильны. Эти факты достаточно говорят за себя. *Какова бы ни была общая климатическая зональность Земли в каледонское время, площади обширного развития карбонатных пород во всяком случае располагались в климатах теплых и в значительной мере – аридных.*

Таким образом, на всех этапах послеальгонкской истории Земли, то в совершенно четкой, то в более завуалированной (обрывочной) форме выступает одна и та же закономерность: *образование обширных площадей карбонатных пород ограничивается исключительно областями теплых – тропических и*

*субтропических – климатов, которые, к тому же, по крайней мере частично, были аридными.* Карбонатные фации при этом иногда целиком лежали в аридной зоне (кембрий + силур Сибирской платформы), чаще же частично примыкали к континентам аридной полосы.

Эта закономерность полностью воспроизводит климатическую зональность карбонатных фаций, наблюдающуюся в современную эпоху. Совпадение настолько очевидно, что никаких дополнительных разъяснений не требует.

### 3. Тектоническое размещение карбонатных пород по основным структурным единицам земной коры

При рассмотрении всех карт без исключения бросается в глаза и другое поразительное обстоятельство – совершенно *разный характер развития карбонатных пород на платформенных участках и в геосинклинальных зонах.* На платформах известняки, доломиты и мергели занимают обычно огромные по площади сплошные участки, причем сами толщи достигают мощностей в сотни метров для ярусов, до тысячи – полутора тысяч метров для системы. В геосинклинальных зонах карбонатные породы образуют, напротив, как правило, весьма ограниченные, локальные, обычно вытянутые в длину, узкие ленты, линзы, линзочки, а порою и прямо штокообразные массы, включенные в гораздо более крупные по площади массивы терригенных пород или пород эффузивно-осадочных. Протяжение таких линз может колебаться от нескольких сот метров до нескольких десятков (иногда сотен) километров; ширина – от немногих километров до нескольких десятков метров; мощность – десятки до сотен метров. Характерно, что стратиграфический объем карбонатных линз в геосинклиналиях измеряется обычно горизонтами или даже долями горизонта, реже – ярусами и совсем редко – системами. Такого рода расположение весьма ярко выступает уже в палеогене, верхнем мелу и юре, где мы видим, с одной стороны, колоссальные и очень длительно формировавшиеся карбонатные массивы на Гондване и частично (в  $Сr_2$ ) на Русской платформе, с другой же, хотя и многочисленные, но сравнительно с платформами совершенно ничтожные 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 являлись структурами, которые были в прошлом максимально приспособлены к обширному и длительно устойчивому развитию карбонатных фаций; в геосинклиналиях же образование их приурочивалось к весьма ограниченному (специфическим) участкам морского дна и бывало, как правило, кратковременным и скоропреходящим эпизодом.*

Естественно встает вопрос: чем же обусловлена эта своеобразная тектоническая локализация карбонатных фаций? Ответ получается легко, если вспомнить 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 своей равнинности, давал очень мало обломочного силикатного материала и, стало быть, мало загрязнял им аутигенный карбонатный – химический или биогенный – осадок. Отсюда естественно в эпиконтинентальных морях возникали обширные поля высококарбонатных илов, давших впоследствии, после уплотнения, карбонатные платформенные толщи. В геосинклиналиях же с их обилием гористых, интенсивно денудированных, островов подача обломочного материала в море была

резко повышена, и это приводило к сильному разбавлению одновременно осаждающихся карбонатов и к возникновению вместо карбонатных осадков обычных 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, накопились собственно карбонатные осадки. Сообразно с конфигурацией дна островного геосинклинального моря эти осадки лежат узкими и относительно небольшими линзами, лентами, 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 накапливающегося карбонатного вещества. *Это в точности тот же механизм, какой вызывает в современный момент в пределах одной и той же климатической обстановки размещение морских и озерных карбонатных фаций.*

Таким образом, констатируем, что и вторая закономерность современного карбонатакопления, нами выше отмеченная (часть вторая, глава VIII), полностью распознается в геологическом прошлом, причем определяет здесь такую существенную черту карбонатообразования, как размещение карбонатных пород по основным структурным единицам земной коры.

#### 4. О механизме, определявшем возникновение “карбонатных эпох” в истории Земли

Знание современного карбонатакопления помогает истолковать и механизм, который определял появление и исчезновение самих карбонатных эпох. Действительно, присматриваясь к тектонической обстановке, характеризующей карбонатные эпохи, легко заметить, что эпохи эти *отвечают максимальному развитию трансгрессий моря на континенты и последующему длительно-стабильному существованию бассейнов в достигнутых максимальных границах. Эпохи регрессий, напротив, характеризуются минимальным развитием известковых фаций.* На диаграмме эта закономерность выражена столь отчетливо, что не требует дальнейших пояснений, тем более, что в региональных историко-геологических обзорах эта закономерность уже давно и многократно отмечалась. Отчетливо выступает и другое существенное 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. Эта закономерность прямо вытекает из связи карбонатных пород с трансгрессиями, ибо сами трансгрессии характерны для срединных частей этапов, регрессии же для их начала и конца.

В объяснении причин, вызывавших появление “карбонатных эпох” в истории континентального блока, принципиально возможны два предположения. Во-первых, можно было бы думать, что усиленное накопление высококарбонатных осадков было следствием *временной усиленной садки*  $\text{CaCO}_3$  из воды, как это следует, например, из “теории осадочной дифференциации” Л.В.Пустовалова, точнее – из его “закона периодичности осадкообразования” [Пустовалов, 1940]. Во-вторых, можно было бы, напротив, искать причины усиленного формирования карбонатных пород в *ослабленном приносе* разбавляющего обломочного силикатного материала, что на определенных участках

земной коры в качестве “пассивного” следствия имело бы образование высококарбонатных осадков.

Несмотря на кажущуюся правдоподобность первой гипотезы, в ней имеется два мало понятных момента. Временно усиленная садка  $\text{CaCO}_3$  требует предварительного накопления карбонатов в морской воде. Но как без увеличения давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере могло состояться это накопление карбонатов, а затем без нового понижения  $\text{CO}_2$  могла произойти их массовая садка? И каким образом связывались эти изменения  $p\text{CO}_2$  в атмосфере с развитием трансгрессий и регрессий? Гипотеза Л.В.Пустовалова хранит полное молчание по поводу указанных условий. Столь же неясно, почему временное усиление садки  $\text{CaCO}_3$  из воды совпадает именно с концом трансгрессии и с эпохой последующего стабильного стояния возникших водоемов? Внутренняя связь между ходом химико-биологического процесса и общим ходом движений земной коры, расширяющих или сужающих водоемы, остается совершенно непонятной и кажется искусственной и надуманной.

Иначе обстоит дело со второй гипотезой.

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. Одно временно заливаются огромные площади платформ, которые, как мы знаем, всеми своими физико-географическими особенностями “приспособлены” к малой подаче в моря обломочных частиц и к образованию карбонатных осадков. Так, палеогеографические 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”. Ключ к правильному истолкованию механизма явлений и в данном случае получен благодаря анализу механизма образования современных карбонатных осадков.

Итак, историко-геологический анализ открывает три основные закономерности карбонатообразования в геологическом прошлом.

1. В послелеяльгонкской истории Земли максимальное образование карбонатных пород имело место в эпохи крупных супраконтинентальных трансгрессий.

2. Максимально благоприятными для накопления карбонатных пород всегда были области теплого, тропического и субтропического климата, часто примыкавшие к аридным континентам.

3. Наибольшие и сплошные площадки карбонатных осадков развивались на платформах, где карбонатные фации часто оказывались и очень устойчивыми во времени.

Из этих закономерностей вторая целиком отвечает тому, что наблюдается в современности. Первая же и третья – суть нечто иное, как своеобразное историко-геологическое проявление, или следствие, той же основной причины – ослабленного приноса обломочного силикатного материала, которая определяет возникновение и современных высококарбонатных осадков в морских и озерных водоемах в благоприятной климатической обстановке.

Так, две основные черты современного карбонатного процесса – влияние климата и поступление терригенного материала – констатируются и в осадко-накоплении геологического прошлого. Современный процесс позволяет правильно понять ряд существенных данных по ископаемым карбонатным породам.

## 5. О сходстве и различиях современного и древнего карбонатного процесса

Заканчивая разбор карбонатообразования, целесообразно еще раз вернуться к основному интересовавшему нас вопросу: что же в современном карбонатном процессе является унаследованным от древности, общим с нею, и что специфически современным, новейшим?

Общая климатическая локализация карбонатного процесса; огромная роль разноса обломочного материала, т. е. геоморфологии и тектонического режима, в размещении карбонатных пород внутри зоны, климатически благоприятствующей карбонатообразованию; общий фациальный профиль карбонатных пород, т. е. основные типы карбонатакопления – океанический (нормально морской), внутренних морей и озер влажной зоны, переходной зоны, водоемов засушливой зоны; наконец, фациальный профиль карбонатных пород нормально-морского типа – все эти особенности сложились в весьма отдаленные времена, по крайней мере в конце альгоника, унаследованы от них и в основных чертах существуют в течение всего “исторического” периода истории Земли, вплоть до современного момента. Поэтому детальный анализ их на современных осадках, на которых он может быть выполнен с большой основательностью и всесторонностью, имеет все свое значение и для древних – послееальгонских отложений и без существенных погрешностей может быть отнесен к ним<sup>2</sup>.

Здесь взгляд назад от современности способен открыть в прошлом такие черты и особенности, какие были бы неуловимы без сравнения с современностью.

Но резкое подавление в океанах и морях химического кальцитообразования биогенным; самый “набор” извостывывающих организмов; исчезновение в морях первичных доломитов и образование лишь диагенетических в широком и узком значении слова; выпадение обязательной доломитной стадии в развитии лагунного осадконакопления при их осолонении – это черты новые, постепенно развившиеся в ходе послееальгонской истории и наиболее яркого выражения достигшие лишь в самое последнее время. Двигаясь назад, в глубь веков, можно видеть, как при непрерывном изменении таксономического состава организмов-карбонатообразователей биогенный процесс в целом теряет свое значение и садка  $\text{CaCO}_3$  во все большей мере становится чисто химической, пока, наконец, в глубочайшем прошлом и действительно делается единственным видом карбонатообразования. Вместе с тем, при углублении в прошлые периоды истории Земли в лагунах и морях появляются и начинают господствовать первичные доломиты.

Таким образом, в современном карбонатообразовании, как и в осадконакоплении вообще, сложно переплетаются современное, вновь возникшее, и древнее, унаследованное от глубокого прошлого.

Разобраться в этом клубке помогает лишь подробное изучение современных форм осадкообразования, а затем сопоставление их с древним осадконакоплением. Без анализа современных форм осадочного процесса, древних по происхождению, т. е. унаследованных от прошлого, никогда не удастся столь подробно и ярко представить себе прошлую седиментацию, как это возможно сделать, исходя из современности. Сама специфичность древнего осадочного

<sup>2</sup> Во избежание недоразумений отмечу, что послееальгонский период истории Земли охватывает всего  $500 \cdot 10^6$  лет, тогда как вся история Земли – период в  $3000\text{--}4000 \cdot 10^6$  лет. Таким образом, древность общего современного фациального профиля карбонатных осадков относительно и охватывает от 1/6 до 1/8 всего периода развития Земли.

процесса и его прогрессивное развитие в истории Земли наглядно выступают лишь при сопоставлении древнего и современного. Поэтому сравнительно-литологический метод, базирующийся на детальном фактическом изучении современного осадкообразования и на сравнении его с древними формами осадочного процесса и старающийся выяснить специфику древнего и современного, является методом принципиально правильным, плодотворным и заслуживающим дальнейшего развития.

До настоящего времени все генетические схемы, касающиеся пород химико-биогенного класса, за очень немногими исключениями, давали решение вопроса вообще, безотносительно ко времени образования того или иного типа пород. Такими абстрагированными от времени, от истории Земли, генетическими схемами и заполнены обычно современные курсы и сводки по петрографии осадочных пород. В свете прогрессивного развития осадконакопления, вскрываемого сравнительно-литологическим методом, эти схемы не могут более признаваться удовлетворительными. Литологическая теория, стоящая на уровне современных требований, не может больше ограничиваться указанием на возможный способ образования пород вообще, а обязательно должна рассматривать этот вопрос в историческом аспекте, показывать развитие пород данного класса во времени, от древних их форм к современным, и вскрывать имевшее при этом место изменение способов (механизма) их отложения. Вместо генезиса вообще, литологическая наука должна научиться восстанавливать исторический ход образования как отдельных типов пород, так и всего осадкообразования в целом, начиная их историю, от древнейших доступных уверенному анализу эпох и доводя ее до современных форм литогенеза. Быстрое и правильное решение этой существенной задачи вне сравнительно-литологических исследований, очевидно, невозможно.

## Литература

- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения юго-востока Европейской России. Мат. по геол. России, 1912.
- Архангельский А.Д. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. Проблемы Волго-Каспия, т. 2. Тр. Ноябрьской сессии 1933 г. 1934.
- Бельков Г.И. Геохимические исследования соленосных отложений кунгура Ишимбаевского Приуралья. 1940.
- Бруевич С.В. 1. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. Изв. Акад. Наук СССР, 1937.
- Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивинанитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1946, №3, 4.
- Бушинский Г.И. Структура и текстура мергельно-меловых пород и меловых кремней. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1947, №1.
- Геккер Р.Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста. Тр. Палеонт. инст. Акад. Наук СССР, 1948, 15, вып. 1.
- Пустовалов Л.В. Ратовкит Верхнего Поволжья. Изв. Акад. Наук СССР, 1937.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, т. 1–2. Гостопиздат, 1940.
- Ронов А.Б. Объемы и распространенность палеозойских пород Русской платформы и Урала. Доклады Акад. Наук СССР, 1945, 50.
- Страхов Н.М. Доманиковская фация Южного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1939, вып. 16.
- Страхов Н.М. 4. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, №6.

- Страхов Н.М.* 3. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района ч. 1. Стратиграфия и тектоника. Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1947.
- Страхов Н.М.* 2. Основы исторической геологии, ч. I–II, Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н.М., Цветков А.И.* О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях солевых лагунных водоемов. Литологический сборник, Моск. общ. испыт. природы, 1945.
- Хворова И.В.* Литогенетический очерк среднекаменноугольных отложений Касимовского района Рязанской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1948, 23 (4).
- Хворова И.В.* Об оловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1949, 24 (2).
- Швецов М.С.* Результаты изучения карболовой части Московской и Цнинской скважин Бюро палеозоя. Сов. геол., 1945, №7.
- Швецов М.С., Бирин Л.М.* К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов – Алексин. М.–Л., Гл. ред. геол.-разв. и геодез. литер., 1935.
- Correns K.* Die Sedimente des Aquatorialen Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. dtsch. Atlant. Exped. "Meteor", Bd. 3, Teil 3, 1935.
- Gale H.* Late developments of magnesit deposits in California and Nevada. U. S. Geol. Surv. Bull., 1914, №540.
- Longwell C.* Geology of the Muddy Mountains, Nevada. U. S. Geol. Surv., 1928, Bull. №798.
- Sverdrup H.U., Johnston M. and Fleming.* The oceans, their physics, chemistry and general biology. 1942.

## О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний)<sup>1</sup>

Несмотря на то, что изучение доломитовых пород длится уже более века, во взглядах на генезис их все еще существует большой разнობой.

Общепризнано, что доломит как минерал может образовываться и в собственно седиментационную стадию осадочного породообразования, и в диагенезе, и в эпигенезе. Но в трактовке генезиса доломита как породы мнения сильно расходятся. Большинство литологов рассматривает доломитовые породы как типично диагенетические образования, придавая седиментогенезу и эпигенезу значение совершенно второстепенных процессов в генерации доломитовых отложений. Наряду с этим имеются, однако, сторонники как собственно седиментационной, так и эпигенетической концепции возникновения основной массы доломитовых пород.

В связи с этим целесообразно, как мне кажется, еще раз вернуться к анализу каждой из упомянутых гипотез образования доломитовых пород и оценить ее как в свете новых данных по самим доломитовым породам, так и в свете представлений о сущности явлений диагенеза, недавно развитых в литературе [Страхов, 1953; Страхов и др., 1954].

Предварительно, однако, суммируем кратко современные знания о типах нахождения доломитов в природе и о фациальных условиях их возникновения.

### I. Типы нахождения доломита и доломитообразующие фации

В настоящее время с достаточной ясностью вырисовываются три типа нахождения доломита в природе.

*Первым типом являются пластовые доломитовые породы, обладающие рядом характерных диагностических признаков. Примерами их являются так называемые "протогенные" доломиты, описанные С.Г.Вишняковым в настоящем сборнике, а также каширские доломиты И.В.Хворовой в Московской синеклизе, пластовые доломиты Ст<sub>1</sub> в Иркутском амфитеатре и в западном разрезе Ст<sub>1</sub> по р. Лене (К.К.Зеленов), доломиты средней части алайского яруса (I<sub>2</sub>) в Ферганской котловине (А.И.Осипова) и другие.*

Для типа пластовых доломитов характерна устойчивость пласта на больших расстояниях, измеряемых не только единицами, но десятками и даже первыми сотнями километров, как, например, каширские доломиты и доломитный слой "с череходами" на границе стешевских и протвинских слоев в северо-западной части Московской синеклизы. При этом состав породы также отличается устойчивостью, отвечая составу нормального доломита – вовсе без кальцита, либо с немногими процентами СаСО<sub>3</sub> в виде примеси. Структура породы всегда пелитоморфная или микро- и тонкозернистая с очень слабо выраженными явлениями перекристаллизации. Органические остатки отсутствуют, либо очень редки и бедны по качественному составу; по большей части это только остракоды, реже – брахиоподы, но своеобразного типа; фауна в

<sup>1</sup> Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. С. 5-27.

целом образует своеобразный биоценоз, резко отличающийся от биоценозов подстилающих и перекрывающих карбонатных пород. Нередко в доломитовых пластах имеются следы большей или меньшей примеси пластинчатых кристаллов гипса; при выщелачивании от них остаются тонкие щели; иногда появляется флюорит (каширские доломиты). Пластовые доломиты часто содержат большую или меньшую примесь тонкого пелитового материала, что делает их глинистыми вплоть до перехода в доломитовые мергели, а также обуславливает возникновение слоистости, нередко тонкой. *Важнейшим диагностическим признаком пластовых доломитов является отсутствие сколько-нибудь уловимых следов метасоматических замещений доломитом ранее возникших накоплений углекислого кальция.* Только когда в доломитовом пласте присутствует раковинный материал, сложенный нацело или частично доломитом, можно говорить о метасоматозе доломита по кальциту, но масштаб этого явления в данном случае, понятно, совершенно ничтожный.

*Вторым типом нахождения доломита является залегание его в виде линз, пятен, штоков* среди известняков. Классическими образцами этого типа пород могут служить известково-доломитовая толща верхнего карбона Самарской Луки, толща подольских и мячковских пород, а также С<sub>3</sub> Подмосковья, породы карбонатной и флишевой толщ С<sub>3</sub> и Р<sub>1</sub> Приуралья, породы куторгиновой и кетеменской свит Ст<sub>1</sub> Алданского массива и длинный ряд других. Формы залегания доломита в этом типе пород отличаются чрезвычайным разнообразием: иногда это пластообразные, сложных очертаний и строения линзы протяжением в километры и даже десятки километров; в других случаях – вытянутые сложные линзообразные тела причудливых очертаний, длиной в сотни и десятки метров, нередко расщепляющиеся на отдельные веточки; далее – штоки весьма разнообразных очертаний в метры длины и мощности, пятна в десятки сантиметров простираения, прожилки и т. д. Во всех случаях, однако, три характерных признака отличают этот тип нахождения доломитовых пород от вышеописанного типа пластовых доломитов. Первым признаком является *необычайная изменчивость степени доломитности* внутри линзы (даже пластообразной), штока, даже пятна. Содержание доломита может колебаться от 90–95% до немногих процентов, причем, локализация высокодоломитовых и низкодоломитовых участков крайне прихотлива и не подчиняется каким-либо ясно уловимым закономерностям. Вместе с тем, в структуре доломитовой линзы, штока, пятна легко улавливаются *ясные следы метасоматоза доломита по кальциту.* Раньше всего замещение захватывает тонкозернистый цемент органогенных остатков, в котором развиваются то правильные ромбоздры или скопления их, то участки доломитовых зерен с неправильными очертаниями. Позже метасоматоз захватывает органические остатки – раковины фораминифер, брахиопод, пелиципод и т. д., вплоть до криноидей, которые доломитизируются в последнюю очередь. С.Г.Вишнякову принадлежит очень интересное и, думается, правильное объяснение этой последовательности процессов доломитного метасоматоза, заключающееся в том, что чем более крупнозернист замещаемый кальцит (неорганического или биогенного происхождения), тем более трудно идет его замещение доломитом и к тем более поздней стадии относится само замещение. При разнозернистости исходного кальцитового материала естественно, что и структура возникших доломитовых линз, штоков, пятен оказывается весьма разнозернистой – от пелитоморфной на одних участках до средне- и даже крупнозернистой, – в других. В связи с метасоматозом стоит и последняя характерная (диагностическая) особенность описываемого типа метасоматических доломитовых пород: *отсутствие у них своего собственного биоценоза.* Добавим, что доломиты второго типа часто бывают пористыми, кавернозными, рыхлыми и нередко

несут следы ожелезнения, выражающиеся в красноватой или ржаво-бурой окраске разной интенсивности.

*Третьим типом нахождения доломита в природе являются прожилки и жилы его, секущие вмещающую породу, корки на полостях, заполнения пор между зернами, слагающими породу, заполнения пустот, возникших от выщелачивания фауны, доломитовые жеоды и т. д., иначе говоря – выполнения доломитом разнообразных полостей, так или иначе возникших в уже сформированной твердой породе. Эти формы нахождения доломита приурочены к самым разнообразным как карбонатным, так и некарбонатным вмещающим породам. Характерную черту их составляют ничтожные массы сконцентрированного в них доломита. Если пластовая форма и метасоматические доломитные накопления образуют *породы*, то заполнения доломитом трещин, каверн и пор дают в результате скопления *минералогического характера*.*

Посмотрим теперь, к каким фациальным обстановкам вообще приурочено возникновение доломита и как распределяются по этим обстановкам описанные выше типы его нахождения.

Изучение современных бассейнов показывает, что массовое развитие доломитов свойственно сейчас только озерным водоемам засушливой зоны, обладающим определенным типом воды, в частности, – озерам углемагниевого и содового классов. В углемагневых озерах вода содержит в растворе  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ ; накопление  $\text{MgCO}_3$  в воде на начальных ступенях осолонения озера (0,5–4% и, вероятно, выше) сопровождается массовым накоплением доломита в осадке, что мы и наблюдаем в Бурлю-Тюбинском плесе озера Балхаш, в Б. Кулундинском озере и других водоемах. То же самое имеет место и в содовых озерах, с тем, однако, отличием, что образование доломитовых осадков начинается здесь при гораздо более низкой, чем в углемагневом классе, общей солености озерной воды. Отметим в качестве характерных черт современного озерного доломитообразования, во-первых, *пластовую форму залегания доломитного осадка, при отсутствии следов метасоматического замещения  $\text{CaCO}_3$ , во-вторых, неодинаковую степень доломитности одного и того же пласта современного осадка в разных точках его*. Максимальных величин доломитность достигает в центральных частях бассейна, в области тонкозернистых карбонатных (и глинисто-карбонатных) илов; по направлению же к прибрежным алевритовым и, особенно, песчаным осадкам степень доломитности (считая ее на карбонатный материал) значительно убывает. Иными словами, доломитовые осадки центральных частей озер в горизонтальном направлении по мере приближения к берегу замещаются все более известковыми. Такие соотношения были впервые установлены Д.Г.Сапожниковым для озера Балхаш [Сапожников, 1951], а затем мною для содовых озер Кулундинской степи.

Для современной стадии осадочного процесса чрезвычайно характерно, что доломитообразование в нормально-морских (океанических) водоемах крайне ослаблено и практически едва улавливается. В анализах глобигеринового ила и известково-глинистых осадков внутриконтинентальных морей засушливой зоны содержание  $\text{MgCO}_3$  обычно колеблется от 0 до 1,5%; чаще всего это десятые доли процента. При этом  $\text{MgCO}_3$  обычно составляет примесь к  $\text{CaCO}_3$  в раковинных остатках; но порою улавливаются и единичные ромбоэдри доломита среди кальцита. Только в случае коралловых островов, – особенно, когда отложения выведены на поверхность, – наблюдается нередко ясно проступающая значительная доломитность осадка. При этом залегание доломита, как это следует из данных Скитса и др. по рифам Фуна-фути, полностью отвечает пятнисто-линзообразному типу; одновременно резко выражены и явления метасоматоза доломита по кальциту как цементному, так и раковинно-

му. Добавим, что в редких случаях среди карбонатных илов океанов обнаруживаются доломитовые конкреции (отмель "Сена" в Атлантическом океане), возникшие не только путем цементации отдельных участков рыхлого карбонатного ила, но и путем значительного метасоматического замещения первичного кальцита доломитом.

Итак, в современном осадкообразовании чрезвычайно резко вырисовывается весьма разная фациальная приуроченность пластовых и пятнистых метасоматических доломитовых тел; первые характерны для начальных стадий осолонения углемагнезиевых и содовых озер; вторые — для морских (океанических) бассейнов. Следует подчеркнуть, что *современные осолоняющиеся лагуны засушливой зоны, питаемые морской водой, вовсе не накапливают доломита ни на одной стадии своего развития.*

В геологическом прошлом фациальный диапазон накопления доломитовых пород был значительно шире современного.

Мне уже приходилось указывать [Страхов, 1951], что среди древних доломитовых пластов имеются точные фациальные аналоги современных озерных доломитов, отложенные, вероятнее всего, в древних аналогах нынешних углемагнезиевых озер. К этой группе озерных (солонатоводных) доломитов относятся миоценовые доломиты Германии, описанные Клэнном, юрские доломиты хребта Каратау, изученные Р.Ф.Геккером, и, вероятно, многие доломитовые пласты среди красноцветных отложений верхней перми и верхнего девона Русской платформы. Озерные доломиты древних содовых озер пока с достоверностью неизвестны, но после нахождения термонатрита в кунгурских отложениях Приуралья (В.А.Апродов) и гейлюсита в красноцветных отложениях татарского яруса на платформе (В.Б.Татарский) едва ли можно сомневаться в том, что среди доломитовых пород этих отложений имеются пока незнанные доломитовые осадки древних содовых озер.

Несмотря на принципиальную важность обнаружения древних озерных доломитов, их реальное значение в древнем доломитообразовании ничтожно. *На первый план в древние эпохи резко выступают доломитовые отложения, так или иначе связанные с морскими водоемами.* Среди них можно различить по крайней мере четыре более мелких фациальных типа.

*Первый тип образуют доломиты, возникшие в краевых осолоненных частях крупных, преимущественно платформенных, морских бассейнов.* Примерами этих доломитов являются: мощная известково-доломитовая толща Иркутского амфитеатра в Ст<sub>1</sub>; доломитовые толщи так называемого западного типа нижнего кембрия по рекам Лене и Амге; наровские Д<sub>2</sub> и снетогорские доломиты Д<sub>3</sub><sup>1</sup>; ниже- и верхнепермские доломиты Русской платформы и некоторые другие. Доломитовые породы, возникшие в этой фациальной обстановке, чаще всего представлены нормальными пластовыми доломитами, нередко полностью лишенными фауны, переслаивающимися с гипсами или содержащими кристаллики гипса, а также флюорит. Но, наряду с пластовыми, встречается также много и метасоматических пятнистых доломитов с пониженной средней доломитностью и реликтами донной фауны. К сожалению, пока неизвестна конкретная палеогеография отдельных моментов образования доломитовых толщ краевых зон морских бассейнов, а потому мы не знаем детально распределения разных типов доломитов внутри этих зон. Но установлено, что *при переходе к нормально-морским отложениям средняя доломитность толщи в целом падает, а пластовые доломиты из состава ее исчезают, замещаясь пятнистыми метасоматическими.* Это с большой отчетливостью показано К.К.Зеленовым на примере Алданского массива [Зеленов, 1956]. Подобные явления, видимо, имеют место и в других случаях, хотя на это не обращалось пока должного внимания.

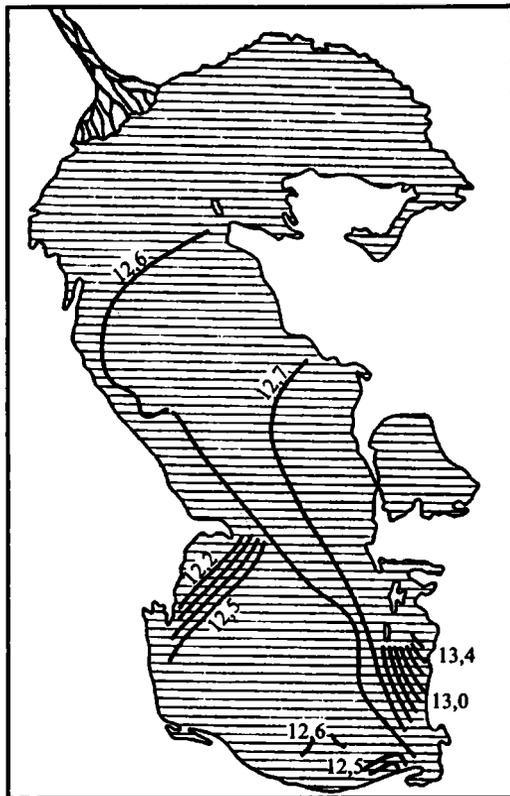


Рис. 1. Распределение поверхностной солености (в ‰) Каспийского моря в феврале–марте 1934 г. (по С.В.Бруевичу)

Каким же образом могла возникнуть повышенная соленость в краевых частях платформенных карбонатонакопляющих морей? Она реализовалась при наличии трех условий: прилегании моря к ариднему континенту, лишенному речного стока, сильном мелководье моря и плоском, слегка неровном рельефе его дна.

Наблюдения над современными бассейнами показывают, что на плоских и мелких участках, если даже они ничем не отгорожены от открытой части моря (но прилегают к ариднему континенту), соленость воды благодаря усиленному испарению заметно повышается. Так обстоит дело, например, в Каспии. Этот относительно небольшой водоем, получающий большие массы пресной воды, главным образом, на севере (Волга–Урал) и северо-западе (р. Терек), показывает заметное осолонение в своей юго-восточной части, на плоском шельфе, прилежащем к пустынной зоне Закаспия (рис. 1). В северной части Каспия соленость достигает 8–9‰, а на юго-восточном шельфе–13–13,8‰,

т. е. возрастает на 5‰ или в полтора раза. Если бы Каспий на севере обладал соленостью в 3,5‰, то соответствующее осолонение привело бы к минерализации на юго-восточном участке в 4,0–4,2‰. Этот пример показывает, что наличие уже только одного условия – прилегания к ариднему континенту, лишенному речного стока, способно заметно поднять соленость в более или менее широкой периферической зоне моря. Еще сильнее становился этот подъем минерализации, если дно мелкоморья было усложнено легкими поднятиями – островами и отмелями, с расположенными между ними западинами как это изображено на рис. 2. При определенном расположении островов и отмелей затруднялся водообмен между периферической зоной и остальной водной массой моря. Сильное испарение воды в такой полуизолированной периферической полосе неизбежно вызывало понижение в ней уровня водного зеркала и, следовательно, приток воды из моря в зону; что сейчас же сказывалось в большем или меньшем ее осолонении. Так возникла крупная периферическая осолоненная полоса воды, морфологически тесно связанная с основной массой моря и, тем не менее, отличавшаяся от него аномальной повышенной соленостью.

Поскольку между соленой периферической зоной и остальной частью моря не было четкой морфологической границы, а имелся лишь затрудненный водообмен, то естественно, что отложения этой зоны в горизонтальном направ-

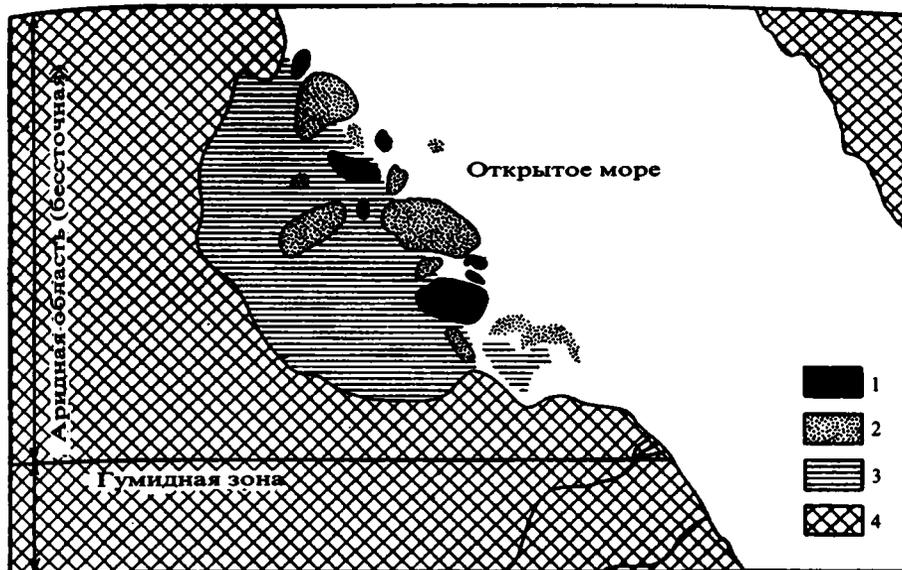


Рис. 2. Фациальная обстановка образования доломитов в краевых частях верхнепалеозойских морей Русской платформы

1 – плоские острова; 2 – подводные отмели; 3 – зона периферического доломитообразования; 4 – суша

лении постепенно переходили в нормально-морские осадки. В геологическом разрезе осадочных толщ на широком пространстве возникла непонятная на первый взгляд картина непрерывного перехода от морских толщ в свиты, несомненно осолоненного водоема. При усилении погружений дно островного пространства прибрежной полосы уходило на большие глубины, связь осолоненной зоны с открытым морем усиливалась и взамен отложений явно осолоненного бассейна возникали нормально морские породы. При новых поднятиях на территории прежней островной зоны вновь формировался сложный рельеф, связь с морем опять становилась затрудненной, возникала прибрежная полоса осолонения, отлагались осадки лагунного типа. Так, на широком пространстве возникало переслаивание морских и лагунных отложений без явных признаков морфологического отчленения лагуны от моря, при сохранении одних и тех же климатических условий. Именно такова и была, по всем признакам, фациальная и палеогеографическая обстановка в нижнем кембрии – в Иркутском амфитеатре и в западном разрезе Ст<sub>1</sub> по р. Лене, в спириферовый и конхиферовый века и в нижнепермскую эпоху – на Русской платформе.

Второй фациальный тип доломитовых пород связан не с периферией наплатформенных карбонатонакопляющих морей засушливой зоны, а с центральными частями этих морей. Наличие этого типа стало вырисовываться благодаря глубокому бурению в разных частях Русской платформы, и впервые, – если не ошибаюсь, – было отмечено мною в “Основах исторической геологии” при описании среднего и верхнего карбона Русской платформы. Позже, в 1953 г., весьма отчетливо этот фациальный тип доломитовых пород был изображен картографически М.С.Швецовым для намюрско-визейского времени. Но с наибольшей яркостью и убедительностью интенсивное развитие доломитовых пород в центральных частях многих (но не всех) верхнепалеозойских морей Русской платформы показано А.Б.Роновым [1956]. Не все

карты одинаково достоверны и обоснованы фактическим материалом, распространение доломитовых пород, возможно, сложнее, чем показано на картах, но основной и главнейший факт – *нахождение огромных масс доломитовых пород в центральных частях многих карбонатонакопляющих карбонатовых морей можно считать теперь прочно установленным*. Что касается самого типа доломита, то он двоякий. “Изучение (по-род) макроскопически и в шлифах визейско-намюрской толщи, – пишет М.С. Швецов, – показывает, что среди них – особенно в более северных участках – встречаются слои и, может быть, толщи доломитов безусловно первичных (пластовых, по нашей терминологии. – Н.С.), о чем говорят их однородность, микрозернистость и отсутствие пор. Однако, наряду с ними, и, видимо, значительно чаще, встречаются доломиты замещения, пористые, крупно- и неравномернозернистые, иногда переполненные неопределенными остатками выщелоченных раковин”.

Весьма вероятно при этом, что пластовые доломиты встречаются лишь в области наиболее сильной доломитизации, тогда как доломиты пятнистые (выщелачивание) локализируются по периферии этой зоны, в переходной полосе, хотя заходят и в область максимальной доломитности.

Сходные в общих чертах соотношения наблюдались и в средне-верхнекарбонное время, когда в Заволжье возникали более или менее мощные толщи доломитов, то вовсе без фауны, то со скудной и специфической фауной. Доломиты эти нередко содержат включения ангидритных и гипсовых кристаллов, флюорит, целестин и иногда пропластки сульфатов кальция.

Фациальные условия образования доломитовых толщ центральных частей наплатформенных морей характеризовались сочетанием двух физико-географических признаков: *принадлежностью огромного бассейна к зоне засушливого климата*, о чем мне уже неоднократно приходилось писать, и *крайним мелководьем всех верхнепалеозойских морей Русской платформы*. Мелководность бассейнов неизбежно создавала сильную прогреваемость воды; отсюда – ее повышенное испарение. По периферии бассейнов, там, где из областей влажного климата поступала пресная речная вода, она покрывала убыль воды от испарения, и соленость бассейна поддерживалась на обычном – “нормальном” (для тогдашней “нормы”) уровне. Но в удаленных от берегов центральных частях палеозойских морей пополнение испаряющейся воды было, вероятно, неполным, что и создавало несколько повышенную соленость поверхностных слоев воды в этих местах.

Таким образом, благодаря засушливому климату, верхнепалеозойские моря Русской платформы были часто (но не всегда) морями с несколько осолоненной в их центральных частях водой, тогда как по периферии, на тех участках, куда поступали обильные речные воды, морская вода отличалась нормальной (для того времени) соленостью. *В этих несколько осолоненных центральных частях морей и накапливались в большей или меньшей степени доломитовые породы*.

Указания на такое распределение соленостей дает фауна карбонатных толщ. В известковых отложениях по периферии морей она весьма обильна и качественно разнообразна; на изучении именно этой фауны и создались современные представления о морском биосе каменноугольных морей. В доломитных породах органические остатки гораздо скуднее и фауна качественно однообразнее. Можно было бы думать, что обеднение фауны в данном случае есть вторичный признак, связанный с образованием метасоматических доломитов; в ряде случаев, вероятно, так оно и есть. Но имеются и достоверные примеры того, что обеднение фауной доломитовых пород является их первичной, а не вторичной особенностью. Классическим примером является верхний карбон Самарской Луки, для которого М.Э.Ноинским еще 40 лет тому назад было показано, что обеднение фауны снизу вверх, идущее парал-

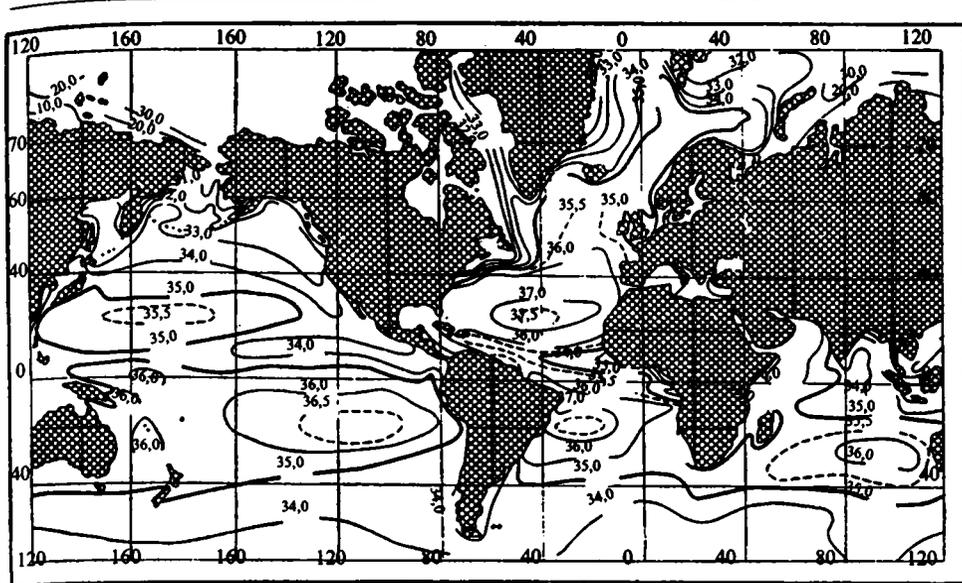


Рис. 3. Распределение солёности на поверхности Мирового океана от 80° с.ш. до 60° ю.ш. (по Шотту)

тельно росту доломитности пород, является признаком первичным, указывающим на прогрессирующее осолонение моря. Точно так же общеизвестно, что обеднение фауны в верхнефаменское время, происходившее параллельно с обогащением осадков доломитом, тоже было явлением первичным. Можно не сомневаться, что при дальнейшем детальном палеоэкологическом изучении фауны из доломитовых пород центральных частей карбонových морей будут найдены новые примеры первичного угнетения фауны<sup>2</sup>.

Таким образом, имеются объективные основания считать, что *центральные части многих верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, накопивших доломиты, действительно отличались несколько повышенной солёностью сравнительно с периферической – прибрежной их зоной*. Найти процент повышения солёности, конечно, трудно. Но нужно учесть, что осолонение это, по крайней мере в отдельные моменты, приводило к угнетению фауны. Между тем, на современных примерах Красного и Средиземного морей видно, что возрастание солёности до 33–42‰, т.е. на 20% выше нормы, еще не вызывает сколько-нибудь заметного угнетения морской фауны. Стало быть, солёность центральных частей верхнепалеозойских бассейнов Русской платформы, по крайней мере в отдельные эпохи, превосходила периферическую (нормальную) на 8–15–20% и, может быть, более и была в полтора-два раза выше периферической.

Можно ли, однако, с чисто гидрологической точки зрения оправдать подобного рода неоднородность внутри большого морского бассейна? Чтобы ответить на это, обратимся к современным примерам.

Как известно, к северу и к югу от экватора, в зонах барического максимума, отличающихся засушливостью и повышенным испарением воды, поверхностная солёность океанов заметно выше, чем в прилегающих влажных зонах. Это прекрасно видно на карте, составленной Шоттом (рис. 3). Так, в Тихом океа-

<sup>2</sup> Некоторые из них в очень общей форме приведены в статье А.Б.Ронов [1956].

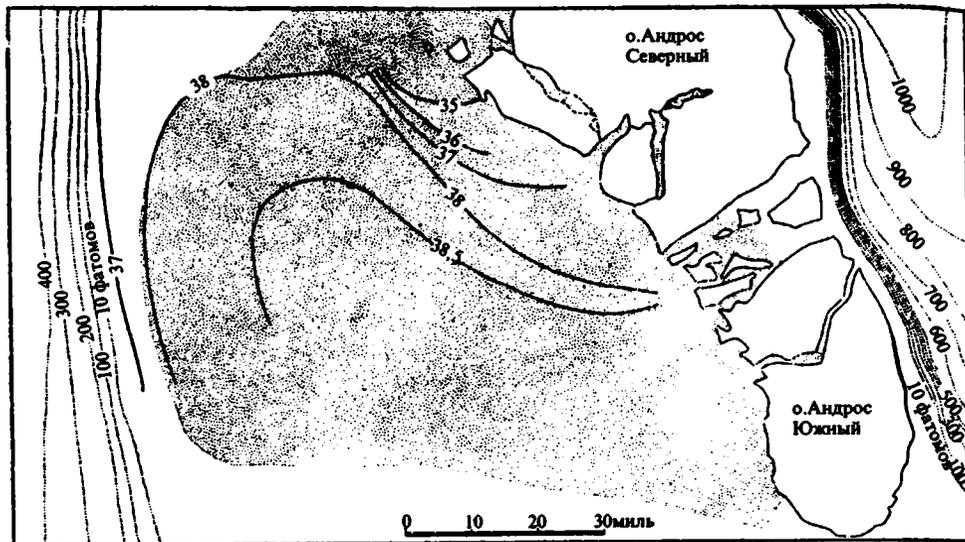


Рис. 4. Соленость поверхностной воды на одном из участков Багамской банки

не, в зонах барического максимума, соленость достигает 36,5‰, тогда как в промежутках между ними, соответствующих тропическому влажному поясу, соленость спускается до 34‰; то же наблюдается в умеренных и высоких широтах. В Атлантическом океане соленость в зонах барических максимумов поднимается до 37,5‰; тогда как во влажных поясах остается на прежнем уровне. В Индийском океане соленость области южного барического максимума достигает даже 38,5‰. Из этих примеров становится совершенно ясным наличие повышенной солености в центральных частях крупных бассейнов, когда они располагаются в засушливой зоне. Очень существенно при этом, что по мере убывания размеров бассейна повышение солености в зонах барических максимумов проявляется все резче, что наглядно видно из приведенных выше цифр. Здесь сказывается, очевидно, влияние прилежащих пустынных зон на континентах, содействующих повышению температуры и, соответственно, усиленному испарению поверхностной воды. Действие этого фактора наглядно видно и на современной Багамской отмели (рис. 4). Хотя в окружающем отмель водном пространстве соленость составляет 37–36,5‰, на отмели, вблизи даже небольшого острова, соленость поднимается до 38,5‰.

Опираясь на эти факты, можно утверждать, что и в верхнепалеозойских морях Русской платформы, располагавшихся в зоне засушливого климата, соленость поверхностной воды не могла быть однообразной от берега до центральных частей моря. Напротив, в этих пелагических частях соленость заведомо должна была быть большей, чем в прибрежье. При этом крайнее мелководье моря и, стало быть, сильный прогрев воды, а также наличие по соседству пустынного континента должны были сделать контраст соленостей прибрежных и пелагических вод даже большим, чем мы видим это на примерах современных океанических бассейнов.

Так, оказывается, что примеры современности не только не противоречат выводам, полученным из палеофаунистических данных, но целиком их подтверждают и делают наличие повышенной солености в центральных частях некоторых палеозойских морей Русской платформы, по-видимому, явлением неизбежным.

На фоне общей, несколько повышенной солености, на отдельных участках в пределах пелагической зоны временами возникало и очень высокое осолонение, засвидетельствованное наличием среди доломитовых толщ ангидритовых прослоев, а также фактом обогащения доломитов флюоритом и целестином (особенно в  $C_3$  и  $C_2$ ). Иными словами, *локально в пределах пелагической, несколько осолоненной области верхнепалеозойских наплатформенных морей создавались условия настоящей соленой лагуны с минерализацией воды, многократно превышавшей нормальную*. Спрашивается, как же в центре огромного бассейна могла возникать такая ситуация?

Возможность ее кроется, как мне уже приходилось указывать, все в той же крайней мелководности верхнепалеозойских морей Русской платформы. Внутри таких морей даже небольшие восходящие движения коры создавали обширные отмельные участки, где дно частично выходило из-под уровня воды в виде островов, частично же формировало много подводных отмелей, которые своею совокупностью отгораживали от остальных частей моря некоторые котловины и более или менее затрудняли свободный водообмен между ними и остальной, открытой частью моря; местами среди лабиринта отмелей временно возникали настоящие лагуны, почти не связанные с морем. При наличии сухого жаркого климата и при интенсивном испарении концентрация солей в пределах отмелей неизбежно повышалась и, таким путем, внутри моря на более или менее обширной площади возникали массивы значительно осолоненной воды, сходные с краевыми осолоняющимися лагуноподобными бассейнами, о которых шла речь выше. В этих засоленных лагунах внутри отмельных участков временами садился флюорит, целестин и даже гипс (кристаллы, прослой). Описанная своеобразная фациальная обстановка является специфической особенностью древних наплатформенных плоских водоемов аридной зоны; ныне она отсутствует, потому, вероятно, что в аридной зоне нет и соответствующих огромных эпиконтинентальных мелких морей.

Чтобы сильнее оттенить специфику палеозойских морей, накопивших доломит в своих центральных частях, подчеркнем, что, наряду с ними, в палеозое же существовал еще тип эпиконтинентальных бассейнов, центральные (пелагические) части которых, напротив, характеризовались весьма *слабо доломитовыми осадками; средняя доломитность таких карбонатных толщ едва возвышается над обычным кларковым содержанием доломита в известковых породах*. Таковы, например, по данным А.Б.Ронов, отложения франского века на Русской платформе. В высшей степени характерно, что доломиты в этом случае целиком относятся к типу метасоматических, пятнистых, со всеми их диагностическими признаками.

Чтобы понять, почему центральные области франского моря накапливали так мало доломита, необходимо обратиться к анализу климатических условий того времени. Глубокое бурение на Русской платформе за последние 8–9 лет обнаружило в отложениях франского века гораздо более широкое распространение признаков гумидной зоны, чем это было известно до сих пор. Так, в пашийских, кыновских и саргайских слоях Второго Баку на огромной площади от Тимана до Прикаспийской низменности и от западного склона Урала до центральных частей Воронежского массива в целом ряде точек установлено наличие железных оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд, что, как известно, является признаком гумидного климата. В более высоких горизонтах (до воронежского включительно) также имеются следы железных, а частью и бокситовых (на Южном Урале) руд. Все это приводит к заключению, что, в отличие от карбонатных и верхнефаменских бассейнов, франское море Русской платформы располагалось почти полностью в пределах влажной зоны: засушливая же помещалась южнее и, может быть, лишь частично захва-

тывала западный край франского бассейна (Главное девонское поле). Понятно, что в условиях влажного климата уже не было никаких побудительных причин к возникновению сколько-нибудь заметного осолонения в центральных (пелагических) частях моря; соленость на всей акватории моря была практически одна и та же – нормально-морская (по “нормам” того времени). Это обстоятельство и приводило к резкому подавлению доломитонакопления в центральных частях эпиконтинентального франского моря.

Сопоставление фациальной обстановки в франскую и карбоновую эпохи позволяет сформулировать следующую простую закономерность доломитонакопления в верхнепалеозойских морях Русской и, вероятно, Сибирской платформы. *Когда эти бассейны лежали в засушливой зоне, то их пелагические области, а во многих случаях и периферические участки, отличались осолоненной водой и массами отлагали доломит.* Когда же бассейн принадлежал зоне гумидной, осолонение центральных и краевых частей водоема исчезало и в них отлагались известковистые осадки с кларковым или немного более высоким содержанием доломита<sup>3</sup>.

Несмотря на четкость изложенной закономерности, ее все же нельзя считать правилом, относящимся ко всем морским водоемам прошлого. По всей вероятности, указанная закономерность будет относиться только лишь к платформенным водоемам. В геосинклинальных морях имеются достоверные случаи массового развития доломитов даже и в условиях *заведомо нормально морского бассейна*, как, например, доломитовые рифы верхнего триаса в Восточных Альпах и Динаридах, известково-доломитовые породы Ишимбаевского Приуралья и др. Несмотря на то, что подобного рода случаи, видимо, были не часты и *отнюдь не все рифовые постройки характеризовались значитель-*

<sup>3</sup> Предложенное истолкование механизма осолоненности центральных частей карбонатных морей радикально отличается от той трактовки его, которая дана А.Б.Роно-вым [1956]. Согласно его концепции, “зональность в современном распределении известняков и доломитов, отображающая зональность в концентрации морских вод, была обусловлена тектоническим режимом континента, примыкавшего к бассейну и окружавшего его”. При слабой тектонической жизни континента и малой расчлененности с него стекало мало пресной воды, зона прибрежного распреснения была мала или отсутствовала; доломитообразование характеризовало обширные центральные области морей (С<sub>2</sub>–С<sub>3</sub>). При интенсивной тектонической жизни континента и резком его рельефе воды с него стекало много; зона распреснения становилась весьма широкой, а доломитообразование из центральных частей морей “отжималось” к противоположному спокойному тектонически берегу (D<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>– P<sub>2</sub>). Несмотря на правдоподобность, на первый взгляд, такой трактовки, она мне представляется неправильной в своем основном пункте. Ведь по А.Б.Ронову выходит, что фактором распреснения поверхностных вод в палеозойских морях был исключительно речной сток с континентов; поступление метеорных осадков на площади акватории морей, как элемент водного баланса, влияющий на соленость, А.Б.Роновым полностью игнорируется. Такой подход к делу односторонен и неверен. Вспомним, что современные океаны в целом получают в год в виде метеорных осадков 297 000 км<sup>3</sup>, а в виде речного стока 30 000 км<sup>3</sup>, т. е. всего 10%. Поэтому в современных океанах распределение поверхностной солености контролируется *вовсе не тектонической жизнью прилежащих континентов, а климатическим фактором, климатической зональностью Земли.* Палеозойские моря Русской платформы были достаточно крупными по размерам и обычно широко связанными с тогдашним океаном, являясь его частями; поэтому к ним с достаточным основанием можно применить соотношения, характерные для современных океанов. Соленость поверхностной воды у палеозойских наплатформенных морей, следовательно, заведомо зависела не только от речного стока, но, в первую очередь, от количества метеорных осадков, выпадавших на их территории, и от интенсивности испарения. Обе же последние величины были прямой функцией климата – общей климатической зональности Земли, а не тектонического режима прилежащих континентов. Вот почему при объяснении повышенной солености центральных частей палеозойских морей Русской платформы я и выдвигаю, в противоположность А.Б.Ронову, на первый план именно их палеоклиматические условия, тектонический же режим считаю фактором в данном случае вполне второстепенным, определяющим – через речной сток – детали, а не основные черты картины.

ной доломитностью, наличие доломитовых пород, возникших в условиях нормального моря, должно быть здесь отмечено и подчеркнуто, как имеющее принципиальный интерес для проблемы доломитообразования. *Нормально-морские доломиты образуют третий самостоятельный фациальный тип древних доломитовых пород вообще.* Любопытно, что это единственный из типов древних доломитовых пород морского генезиса, доживший до современности.

Последним (четвертым) фациальным типом доломитных накоплений, связанных с морем, являются доломиты, возникшие в морских заливах аридной зоны, характеризовавшихся, однако, не осолоненной, а опресненной водой, за счет поступления больших масс ее, приносимых в залив реками. Убедительный пример этого фациального типа древних доломитов описан А.И.Осиповой из отложений алайского и туркестанского ярусов палеогена Ферганской котловины. Подчеркнем две существенно важные черты в этом примере. Доломитовые породы занимают центральную часть опресненной лагуны, по направлению же к берегу сменяются известково-доломитовыми породами малой и средней доломитности. При этом происходит смена типов доломитовых пород: в центральной зоне лагуны развиты пластовые доломиты, по периферии, в зоне пониженной средней доломитности – доломиты пятнистые, метасоматические. Весьма вероятно, что доломиты опресненных лагун аридной зоны развиты и в отложениях иного возраста, но до сих пор просто “не узнаны” исследователями.

Резюмируя изложенное, получаем следующую общую схему фациальных обстановок образования доломитов и распределения между этими обстановками разных типов доломитовых пород (рис. 5).

Из диаграммы явствует, что доломитовые породы являются полифациальным образованием, возникающим в весьма различных фациальных обстановках, но в подавляющей массе приуроченным все же к осолоняющимся водоемам или частям водоемов, расположенным в зоне аридного климата.

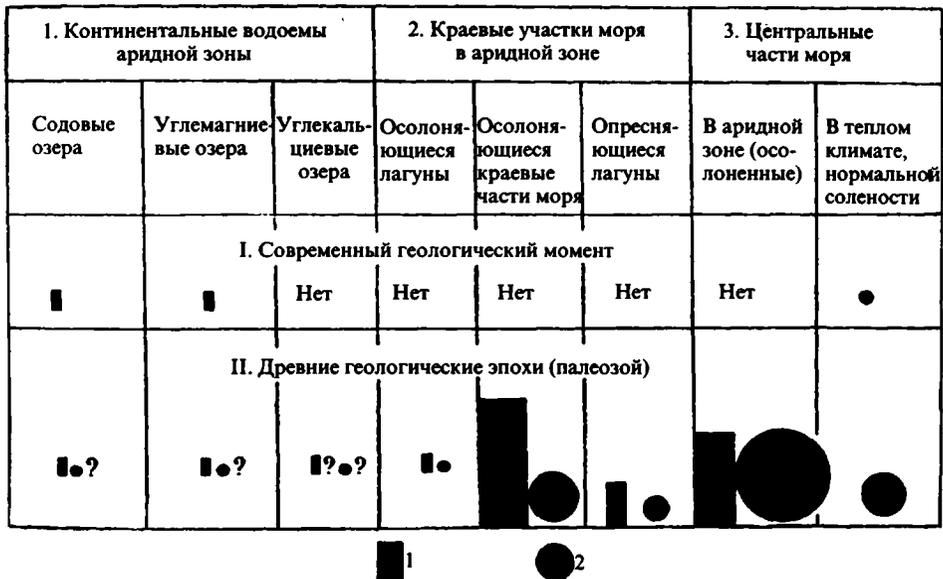


Рис. 5. Фациальные условия образования доломитов  
1 – пластовые доломиты (седиментационные); 2 – пятнисто-линзовидные метасоматические (седиментационно-диагенетические)

Во всех фациальных обстановках, за исключением нормально-морской, формируются как пластовые доломиты, так и пятнистые метасоматические; в нормальном же море – лишь последние.

При одновременном развитии обоих типов доломитовых пород пластовые доломиты возникают на фоне очень высокой средней доломитности карбонатных толщ, пятнистые же – на базе пониженной средней доломитности. Поэтому пластовые доломиты сменяются пятнистыми по простиранию, при переходе от области интенсивного доломитообразования к пониженному. Такого рода соотношения достоверно установлены пока на немногих объектах – нижнем кембрии Алданского массива, палеогене Ферганы; однако они существуют, по-видимому, и во многих других случаях, но обычно пропускаются исследователями.

Попробуем теперь, опираясь на изложенные фактические данные, выяснить способ образования доломитов пластового и метасоматического типов в разных фациальных обстановках их накопления. При этом мы остановимся вначале на способах образования палеозойских доломитовых пород, наиболее изученных в настоящее время, а затем на изменениях доломитообразовательного процесса в последующие геологические времена.

## II. О генезисе палеозойских пластовых и метасоматических доломитов

Генезис пластовых доломитов палеозоя в настоящее время не вызывает разногласий. Эти породы единодушно рассматриваются литологами как первичные осадки, выпавшие из воды осолоняющихся водоемов или их частей, будь то озера, лагуны или осолоненные краевые части моря, либо даже осолоненные водоемы среди лабиринта островов и мелей в центральных частях моря.

Как известно, атмосфера в палеозое была более богата  $\text{CO}_2$  и, соответственно, щелочной резерв моря был значительно выше, чем в современную эпоху. Можно принять поэтому, что в палеозое доломитное вещество в морях было близко к насыщению воды. Поэтому, как только в условиях аридного климата какой-либо участок моря терял свободную связь с основной водной массой и становился в той или иной степени изолированным и осолоненным, доломитное вещество вскоре достигало насыщения и осаждалось на дно в виде весьма тонкозернистого первичного осадка.

Насыщение достигалось тем легче, что растворимость доломита находилась под воздействием не только  $\text{CaSO}_4$ , но и  $\text{MgSO}_4 + \text{MgCl}_2$  – трех солей с одноименными ионами, которые присутствуют в морской воде; в силу этого, растворимость доломита даже при малых осолонениях морской воды должна была уменьшаться гораздо скорее, чем растворимость  $\text{CaCO}_3$ . И если падение растворимости  $\text{CaCO}_3$  при увеличении солености воды на 1% составляет (по Траску) 5% от исходной, то для доломита соответствующая цифра должна быть по крайней мере вдвое, если не втрое выше.

Одновременно с садкой доломита осолонение приводило к полному вымиранию фауны или резкому ее угнетению и появлению специфического биоценоза. Так, в палеозое возникали пластовые доломиты нормального состава, которые в процессе диагенеза по существу лишь уплотнялись, не испытывая ни сколько-нибудь заметного перераспределения, ни метасоматоза. Это седиментационные доломиты в подлинном смысле слова.

Генезис пятнистых метасоматических доломитов гораздо менее ясен и до сих пор вызывает споры. Принципиально возможны три точки зрения. Одна из них относит пятнистые доломиты к *стадии эпигенеза* известковых пород и

связывает их с деятельностью грунтовых вод; обычно при этом главную массу эпигенетических доломитов рассматривают в качестве геологически весьма молодых образований и связывают с четвертичной и даже современной эпохами. По другой концепции, гораздо более распространенной, возникновение пятнистых доломитов относится к *стадии раннего диагенеза осадков* и сводится к замещению части  $\text{Ca}^{2+}$  первично известковых илов ионом  $\text{Mg}^{2+}$ , тем или иным путем поступающим из придонной воды в ил. Наконец, возможна еще и иная точка зрения, согласно которой доломитное вещество, ныне слагающее пятнистые метасоматические доломиты, осело непосредственно из воды еще в седиментационную стадию и первоначально было равномерно распределено в осадке, но составляло в нем лишь примесь к кальциту. В ходе диагенеза эта доломитная примесь энергично перераспределилась, уйдя из одних мест и сконцентрировавшись в других, с образованием линз, пятен, штоков и других причудливых форм; при этом в местах вторичной концентрации доломит, естественно, заместил кальцит, создав ясную картину метасоматоза доломита по первичному известковому осадку.

Анализируя эпигенетическую концепцию, нужно – в противоположность С. Г. Вишнякову – признать, что *она является в настоящее время наименее обоснованной*.

Насколько мне известно, *нет пока ни одного случая, когда было бы строго доказано, что метасоматические доломитовые пятна возникли за счет замещения уже готовой известковой породы*. Обычно таким доказательством считается некоторая ожелезненность метасоматических доломитов и присутствие железа в ромбоэдрах доломита и между ними в окисной форме [см. прекрасные рисунки в статье С. Г. Вишнякова]. Однако ожелезнение и формы Fe в доломитах могут быть истолкованы и иначе. Дело в том, что доломит перераспределяется в осадке в диагенезе в восстановительной зоне, где железо присутствует в виде  $\text{Fe}^{2+}$  и где много  $\text{CO}_2$ ; в этой обстановке, по-видимому, неизбежен захват кристаллизующимся доломитом  $\text{FeCO}_3$ , т. е. анкеритизация доломита, причем анкерит (или  $\text{FeCO}_3$ ) может, конечно, образовывать отдельные зоны или части зон в доломитовых ромбоэдрах или по их периферии. При выветривании доломитов в естественных обнажениях или под действием кислорода грунтовых вод неизбежно произойдет окисление  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  и побурение (или покраснение) породы. Таким образом, некоторая ожелезненность метасоматических доломитов и нахождение Fe в трехвалентной форме внутри доломитовых кристаллов или на их периферии отнюдь не доказывают позднего возникновения пятнистых доломитов за счет готовой известковой породы. Наоборот, низкая обычно ожелезненность метасоматических доломитов говорит против этой гипотезы, ибо под влиянием грунтовых вод следовало бы ожидать высокого ожелезнения. Весьма важно также, что и в глубоких буровых скважинах существует очень много пятнистых доломитов, которые содержат не меньшее количество железа, но не имеют ржавых пятен; здесь неправильность аргументации эпигенетической концепции особенно ясна.

В качестве другого аргумента эпигенетического происхождения пятнистых доломитов приводят также их, якобы, тесную связь с поверхностями древнего континентального выветривания. Нужно сказать однако, что в действительности дело обстоит совсем не так. Наряду со случаями, когда *на ограниченных участках* под поверхностью выветривания действительно располагаются доломиты, существует множество других случаев (например, в Подмосковье, под осадками  $\text{J}_2$ ), когда под той же самой поверхностью размыва лежат вовсе не доломитизированные известняки. Это обстоятельство доказывает, что в действительности поверхности древнего выветривания не имеют никакого отношения к генезису пятнистых доломитов и просто срезают уже ранее (до

размыва) существовавшие линзы доломитов и пласты известняков. При исследованиях на Самарской Луке в 1951 г. были организованы специальные работы для выяснения, существует ли так называемая бортовая доломитизация, т. е. доломитизация под современной поверхностью размыва и выветривания [Виталь и др., 1956], или таковой нет? Никаких следов бортовой доломитизации обнаружено не было. Это ясно доказывает неверность утверждений о мнимой привязанности пятнистых доломитов к поверхности континентального выветривания и размыва.

Но у эпигенетической гипотезы не только отсутствуют положительные аргументы в пользу образования пятнистых доломитов за счет метасоматоза уже готовых пород. Она не в состоянии удовлетворительно истолковать чисто количественную сторону процесса. Нужно учесть, что средняя доломитность горизонтов, содержащих пятнистые доломиты, нередко бывает очень высокой – до 40–50–70%, как это имеет место, например, в случае  $S_3$  Самарской Луки, а также видно на картах А.Б.Ронов по другим горизонтам. Это требует приноса в эпигенезе огромных масс магния. Где же источник его?

На этот вопрос никакого удовлетворительного ответа эпигенетическая гипотеза не дает; в тех же случаях, когда к нему можно подойти с расчетом, оказывается, что *такого источника в природе нет*. Заимствовать нужные массы магния для эпигенетических замещений неоткуда [Страхов, 1956]. *Огромное развитие пятнистых доломитов в природе эпигенезом совсем необъяснимо.*

Итак, с какой бы стороны ни подходить к гипотезе эпигенетического происхождения пятнистых метасоматических доломитов, совершенно ясно, что она не выдерживает критики. Можно поэтому, в противоположность С.Г.Вишнякову, утверждать, что *эпигенетических доломитов пятнистого метасоматического типа в природе в сколько-нибудь заметном развитии нет; то, что относится обычно в эту группу, имеет не эпигенетический, а совсем иной генезис*. Действительно, эпигенетическим является лишь третий из описанных выше типов нахождения доломита: выполнение трещин, каверн, пор и т. д., явно происходившее в уже готовой карбонатной породе. Но и эти, заведомо эпигенетические, новообразования следует связывать отнюдь не с поверхностными зонами Земли и не с грунтовыми пресными водами, а с деятельностью глубоких и соленых подземных вод; этот процесс подробно разобран в моей статье, посвященной доломитам Самарской Луки [Страхов, 1956]. При поверхностном же выветривании имеют место лишь растворение доломитов и их кальцитизация.

Обратимся теперь к гипотезе диагенетического происхождения пятнистых метасоматических доломитов. По этой гипотезе, первично на дно моря отлагаются известковые илы, а поступление Mg в осадок происходит в диагенезе. Посмотрим, как вообще может идти это “насывание” магния илом и каков вероятный количественный эффект этого процесса.

Поступление магния в ил может иметь место, прежде всего, в результате редукции сульфатного иона, с которым в морской воде связан магний. Допустим, что мы имеем морской ил с влажностью в 75%. Тогда при полной редукции сульфатов в нем будет содержаться 0,26% серы, способной образовать в соединении с железом пирит, и, стало быть, содержание пирита в абсолютно сухом иле будет около 0,5%. Обычное же содержание пирита в морских глинистых породах колеблется от немногих долей процента до 1%, редко выше. Таким образом, на образование пирита обычно идет лишь тот сульфат-ион, который захороняется с морской водой в иле, и лишь редко в ил затягиваются путем диффузии из придонной воды порции  $SO_4^{2-}$ , количественно приближающиеся к первоначально захороненному сульфату. Это свидетельствует о

сравнительно слабой величине диффузного проникновения сульфатного иона из придонной воды в ил.

Но вместе с сульфатным ионом в ил из морской воды проникают также магний и кальций, связанные с этим ионом. Определить их массы применительно к магнезию можно следующим образом. При полной редукции сульфатов иловой воды на 0,26% серы придется всего 0,13% Mg (считая, что лишь 2/3 серы связано с магнием), что составит примерно 1/3 всей массы магния, заключенной в иловой воде в момент ее захоронения и равной 0,4% (на сухой ил). Допустим, что весь магний после редукции  $\text{SO}_4^{2-}$  удаляется из иловой воды в осадок в виде доломита. Это создаст общее понижение концентрации магния в иловом растворе всего на 1/3 по сравнению с его содержанием в придонной воде, что, конечно, не может само по себе вызвать усиленный подток ионов магния из придонной воды в ил; обычно же это понижение бывает еще меньшим. С другой стороны, осаждение 0,13% магния (от веса ила) может породить количество диагенетического доломита, близкое к 1% от веса сухого ила, т. е. обусловит совершенно ничтожную диагенетическую доломитизацию осадка, о чем мне уже приходилось писать.

Наряду с процессом десульфатизации имеется, однако, еще другая возможность “насыщивания” магния из придонной воды в ил: разложение органического вещества другими группами бактерий, помимо десульфатизаторов, — с освобождением  $\text{CO}_2$ . В результате этого процесса вначале щелочной резерв иловой воды резко поднимается, а потом, по мере ухода из осадка  $\text{CO}_2$ , падает. При резком возрастании щелочного резерва доломитное вещество достигает насыщения и садится, доломитизируя карбонатный ил. Удаление таким путем магния из илового раствора могло, конечно, служить причиной подтока его из придонной воды в ил. Нужно иметь в виду, однако, что генерация диагенетического доломита описанным путем также не могла быть сколько-нибудь значительной. Ведь движущей силой доломитообразования является в данном случае разложение захороненного в илах органического вещества, порождающего  $\text{CO}_2$ . А так как содержание последнего в илах, особенно карбонатных, ничтожно, то, стало быть, и генерация за его счет диагенетического доломита может идти в совершенно ничтожных размерах. Отдельные кристаллы доломита, небольшие и редкие доломитные пятна, конкреции — вот и все, пожалуй, что может возникать в диагенезе описанным способом. Между тем, средняя доломитизация горизонтов, содержащих пятнистые метасоматические доломиты, достигает часто 30–70 и более процентов. Создать диагенетическую доломитизацию такого огромного масштаба процессы диагенеза, понятно, не в силах.

Вслед за Б.П.Кротовым, указывают иногда еще один способ образования доломита в диагенезе: реакцию Гайдингера ( $2\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 = \text{CaSO}_4 + \text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ ). Однако привлечение этой реакции является в данном случае недоразумением. Как показали недавние опыты М.Г.Валяшко и его сотрудников, реакция эта идет лишь при условии, если  $\text{CaSO}_4$  насыщает воду. Но в морской (океанской) наддонной воде  $\text{CaSO}_4$  весьма далек от насыщения (оно наступает при общей солености — в 15%), а в иловой воде тем более, поскольку сульфатный ион в ней в большей или меньшей степени (порой налицо) исчезает благодаря работе десульфатизаторов. Тем самым реакция Гайдингера исключается как возможный путь диагенетического доломитообразования.

Итак, ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что, хотя принципиально диагенетическое доломитообразование в осадках и имеет место, реально оно протекает в чрезвычайно слабой степени и не может привлекаться к объяснению генезиса пятнистых метасоматических доломитов в горизонтах со сколько-нибудь заметной средней доломитностью.

Столь же мало помогает делу привлечение – по идее Г.И.Теодоровича [1950] – теплых придонных течений, которые, якобы, обогащают ил магнием. Ведь для этого обогащения нужно ввести в действие один из трех описанных только что конкретных путей “насыщения” магния в ил, а все эти пути, и порознь, и вместе взятые, не дают, как мы видели, решения вопроса. Кроме того, мелководные прибрежные зоны морей вообще отличаются повышенной температурой воды. Поэтому, следуя идее Г.И.Теодоровича, нужно было бы ожидать обязательной, более или менее значительной доломитизации прибрежных илов (карбонатных), чего нет в современных морях и не было в прошлом. Но наиболее наглядным опровержением концепции Г.И.Теодоровича являются карты доломитности карбонатных пород, построенные А.Б.Роновым и демонстрирующие развитие высокой доломитности не в прибрежных, а на огромных центральных площадях бассейнов. Странно представлять себе эти области сплошь охваченными придонными теплыми течениями. Совершенно очевидно, что концепция Г.И.Теодоровича о доломитизирующей роли теплых течений надумана и не отвечает природным процессам доломитообразования.

При такой ситуации единственным, по-видимому, решением вопроса о генезисе пятнистых метасоматических доломитов является третья, упомянутая выше, концепция. В основе процесса, согласно этой концепции, лежит непосредственное выделение доломита из воды еще в стадию седиментации. Но, в отличие от пластовых, собственно-седиментационных доломитов, интенсивность первичной садки доломитного вещества из воды была в данном случае значительно более слабой и, соответственно, содержание доломита в свежем осадке было ограниченным и в некоторых случаях просто малым; доломит в этом случае сочетался со значительным количеством биогенного или хемогенного кальцита или даже просто образовывал примесь к нему. Так как в ходе самого раннего диагенеза в осадке благодаря влиянию бактерий, возникла большая пестрота физико-химической обстановки по Eh, pH и по концентрации отдельных компонентов в иловом растворе [Страхов, 1953], то в дальнейшем – под воздействием этой самой пестроты условий – начинались обширные миграции разных веществ в иле, приводившие к уходу их из одних точек и концентрации в других, что сопровождалось вытеснением некоторых веществ из этих точек или метасоматозом по ним. Первоначально равномерно распределенный в осадке (в виде примеси) доломит также испытывал такого рода диагенетическое перераспределение в илах, в результате чего и возникали метасоматические концентрации его в виде линз, пятен и штоков в одних участках осадка и уход из других. Таким образом, формирование метасоматических доломитов в палеозое протекало в две стадии: *в седиментационную стадию доломит формировался как минерал, осаждаемый из воды бассейна, в диагенетическую – он образовывал современные формы нахождения (пятна, линзы, штоки), и известково-доломитовая порода приобретала свой петрографический облик пятнистого доломита.* Учитывая этот сложный (двухступенный) ход формирования метасоматических палеозойских доломитов, мы предлагаем именовать их *седиментационно-диагенетическими.*

Отличие доломитов седиментационных от седиментационно-диагенетических заключается, следовательно, в развитии у вторых явлений перераспределения в осадке и метасоматоза по  $\text{CaCO}_3$ . Нетрудно понять, что *оба эти отличительные процесса могли реализоваться лишь в тех случаях, когда первичное осаждение доломита из воды было ослаблено и возникали смеси доломита со значительным количеством биогенного или хемогенного кальцита.* Это условие предопределило и области формирования пятнистых, метасоматических доломитов. В периферических осолоненных зонах морей они возникали главным образом на переходе от наиболее минерализованных участков к

области нормального моря [Зеленов, 1956]. В лагунах собственно они локализовались в прибрежных частях, по периферии их срединной, наиболее солевой части, — когда она имела, — а также у горловины лагуны, через которую вливалась в лагуну менее соленая морская вода. Но наиболее распространены были метасоматические доломиты в центральных, несколько осолоненных частях карбонатных морей Русской платформы. Дело в том, что незначительность и изменчивость осолонения этих частей моря делала возможной садку доломита, вероятно, не каждый год, а в годы садки — лишь в ограниченные сроки, отвечавшие наиболее теплому и сухому сезону. Благодаря этому, в осадке центральной части морей, как правило, возникала смесь больших или меньших масс  $\text{CaCO}_3$  и доломита, а при таких условиях как раз и развивалось перераспределение доломита и метасоматоз по  $\text{CaCO}_3$ , т. е., в конце концов формировались пятнистые метасоматические доломиты. Лишь в сильно осолоненных “лагуноподобных” участках среди лабиринта отмелей в центральных частях карбонатных морей осолонение приводило к исключению  $\text{CaCO}_3$  и к садке доломита в течение круглого года и за многие годы подряд. В этих “лагунных водоемах” среди моря садились тогда нормальные пластовые седиментационные доломиты. Количественно, однако, они подчинены пятнистым метасоматическим, ибо накоплавшие их лагуны занимали лишь весьма ограниченные участки в пелагических, относительно мало осолоненных областях карбонатных морей Русской платформы. Из сказанного видно, что локализация пластовых (седиментационных) и пятнистых метасоматических (седиментационно-диагенетических) доломитов на площади палеозойских бассейнов определялась интенсивностью первичной садки доломита из воды.

В условиях большей солености, которые “разрешали” интенсивную химическую садку доломита из воды и подавляли садку кальцита, возникали пластовые доломиты без признаков метасоматоза по кальциту, по той простой причине, что метасоматозу не на чем было здесь развиваться. При меньшей солености первичная садка доломита из воды была ослаблена, наряду с доломитом в разные сезоны года шла садка  $\text{CaCO}_3$  и создавалась база для диагенетического перераспределения последнего и для возникновения метасоматических пятнистых доломитов.

В разобранных случаях причиной садки доломита в более или менее осолоненных бассейнах или их частях было само осолонение лагун, приводившее растворенный доломит к состоянию пересыщенного раствора. Но доломит накапливался иногда и в морях совершенно нормальной солености, как это имеет место в рифогенных образованиях. В этом случае, очевидно, роль доломитоосаждающей причины принадлежит уже не солености как таковой, а другим факторам. Садка доломита из воды осуществлялась здесь, с одной стороны, на участках особенно сильного нагрева воды, что понижало растворимость доломитового вещества и переводило его в стадию пересыщенного раствора, с другой же — на участках интенсивного фотосинтеза фитопланктона или фитобентоса, что резко поднимало рН и также делало наличный раствор доломитового вещества пересыщенным<sup>4</sup>.

Понятно, что места выделения доломита в твердую фазу в воде, и места его захоронения в осадке всегда более или менее заметно различались между собой, ибо сформированные доломитовые микрокристаллы подвергались большому или меньшему разному движениями воды. Ясно также и то, что времен-

<sup>4</sup> Обе эти причины осаждения доломита из воды действовали, конечно, и в осолоненных водоемах и их частях. Но там они лишь *дополнительно ускоряли* садку доломита, которая и без того шла в силу повышенной солености воды, т. е. были факторами факультативными, второстепенными, необязательными. В условиях же морской нормальной солености они становились главными и решающими.

ные и локальные повышения температуры и pH в морской воде могли создавать лишь невысокую среднюю доломитность возникающего осадка, почему здесь формировались только метасоматические пятна и линзы доломита, да и сами они были не крупны и не очень многочисленны. Лишь тогда, когда та или иная часть наплатформенного бассейна начинала постепенно осолоняться и переходить в стадию аномально-соленого моря, процессы первичного доломитоосаждения становились достаточно (и все более) сильными, а доломитные линзы делались все более крупными и многочисленными. Этот процесс с классической ясностью может быть прослежен в карбоне Самарской Луки [Страхов, 1956].

*Итак, пластовые доломиты в палеозойских отложениях представляют собой образования первичные или седиментационные; пятнистые метасоматические доломиты – тела седиментационно-диагенетические; доломиты же, выполняющие трещины, поры, каверны готовых пород, – минералы эпигенетические.*

Описывая пятнистые, метасоматические доломиты, [Зеленов, 1956; Королук, 1956; Колотухина, 1956; Виталь и др., 1956; Хворова, 1956], трактуют их генезис, в сущности, так же, как мною выше изложено; они признают поступление магния в осадок из придонной воды в ходе седиментации и лишь современную форму доломитных тел считают возникшей в процессе диагенеза. Несмотря на такой явно двухступенчатый способ образования метасоматического доломита, эти авторы все же по традиции продолжают называть пятнистые доломиты диагенетическими. Следует резко подчеркнуть, что диагенетические доломиты этих авторов по способу образования не имеют ничего общего с диагенетическими доломитами Г.И.Теодоровича и С.Г.Вишнякова; поэтому во избежание путаницы правильнее было бы называть их седиментационно-диагенетическими, подчеркивая тем самым сложный ход процесса и поступление магния в осадок именно в ходе седиментогенеза. В работе 1951 г. [Страхов, 1951] я также называл пятнистые, метасоматические доломиты просто диагенетическими, ибо способ поступления магния в осадок был тогда для меня неясен, тогда как диагенетичность формы нахождения не вызывала сомнений. В настоящее время, после анализа “обмена веществ” между илом и наддонной водой в ходе диагенеза для меня стала очевидной [Страхов и др., 1954] невозможность “насосывания” больших масс магния в осадок в диагенезе, и то, что прежде, вслед за другими авторами, я называл просто диагенетическими доломитами, я предлагаю называть доломитами седиментационно-диагенетическими.

### III. К вопросу об изменении доломитообразования в послепалеозойское время

Обратимся теперь к доломитообразованию более поздних эпох и постараемся выяснить отличия его от доломитообразования палеозойской эры.

В литературе, посвященной этому вопросу, можно найти две идеи относительно сущности изменений доломитного процесса в мезозое и кайнозое.

Одна из них была высказана впервые Р.Дэли [Daly, 1909] и повторена недавно А.П.Виноградовым, А.Б.Роновым и В.М.Ратынским [Виноградов и др., 1952]. Суть ее заключается в признании прогрессивного затухания доломитообразования в истории Земли и в вытеснении его кальцитообразованием. “Основным процессом в эволюции карбонатных пород, – пишут названные авторы, – было уменьшение содержания Mg и исчезновение доломитовых эпох. Доломиты, преобладающие карбонатные породы в протерозое, посте-

пенно вытеснялись из формировавшихся осадочных толщ известняками и другими карбонатами (мел). Химический состав их, по мере течения геологического времени, все более и более обеднялся доломитовой молекулой. Кривая, иллюстрирующая рост во времени величины отношения Ca : Mg в карбонатных породах Русской платформы и Северной Америки, показывает, что обеднение карбонатов было закономерным и общим, по-видимому, для всей Земли процессом" [Виноградов и др., 1952, с. 121].

Особенно резкая убыль Mg (и, стало быть, доломитов) отмечается, судя по их кривым, в мезозое и кайнозое.

Если брать идею прогрессивного затухания доломитообразования как таковую, т. е. принципиально, то сама по себе она, конечно, заслуживает внимания и разработки, так как общие теоретические соображения говорят в ее пользу. В то же время следует резко подчеркнуть, что существующие данные по Русской и Северо-Американской платформам, несмотря на их, казалось бы, изумительную яркость и согласованность, еще отнюдь нельзя признать убедительным доказательством реальности затухания доломитного процесса в истории Земли. Причина заключается в следующем.

Доломитообразование, как это неопровержимо вытекает из существующих данных, было процессом, присущим лишь зонам теплых и аридных климатов; поэтому в одно и то же время моря засушливой области накопили большое количество доломита, тогда как в морях и лагунах зон влажных накопились лишь известковые осадки. При таких обстоятельствах для того, чтобы получить убедительное доказательство реальности затухания доломитообразования в истории Земли, необходимо сопоставить во времени карбонатные отложения одних и тех же климатических областей, в частности – областей аридного климата. Между тем ни Дэли, ни советские авторы, возрождающие идею Дэли, сопоставляя доломитность карбонатных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя Русской платформы, не выяснили предварительно: имеют ли они дело всегда с осадками одной и той же климатической зоны или разных зон? Мне пришлось разбирать этот вопрос в 1945 г. [Страхов, 1945] применительно к Русской платформе, и оказалось, что в верхнем палеозое моря Русской платформы располагались в очень большой своей части в зоне климата аридного, мезозойские же и кайнозойские моря платформы лежали уже севернее аридной полосы, в теплоумеренном и умеренном климате. Не удивительно поэтому, что в бассейнах верхнего палеозоя Русской платформы доломиты были развиты очень сильно, а в бассейнах мезозоя и кайнозоя – отсутствовали. Резкое затухание доломитообразования в ходе времен в данном случае вовсе не означает необратимой эволюции доломитообразования в истории Земли, а является следствием изменений фациальных и, в частности, климатических условий, господствовавших в бассейнах разных эпох. Совершенно та же причина вызвала резкое падение доломитообразования на платформе Северо-Американской. Как видно из карт, опубликованных мною в 1951 г., в верхнем палеозое эта платформа также в большей части своей принадлежала к зоне аридной, а в мезозое и кайнозое, в связи со смещением климатических областей к югу, попала в зону умеренного, на юге, возможно, субтропического климата. Этот переход морей из одной климатической зоны в другую и зафиксирован резким изменением интенсивности доломитного процесса.

Таким образом, данные А.П.Виноградова, А.Б.Ронова и В.М.Ратынского, несмотря на их внешнюю убедительность, демонстрируют *вовсе не падение интенсивности доломитообразования в ходе геологической истории*, как это думают авторы, а лишь влияние разницы климатических условий карбонатонакопления в мезокайнозое сравнительно с палеозоем, как на Русской, так и на Северо-Американской платформах.

Чтобы получить достоверные заключения по вопросу о затухании доломитообразования, нужно сопоставить известково-доломитные толщи верхнего палеозоя Русской и Северо-Американской платформ, отложенные в аридной зоне, не с известковыми породами мезокайнозоя этих же платформ, возникшими в иной климатической обстановке, а с карбонатными толщами, сформировавшимися в аридных зонах мезозоя и кайнозоя.

Как известно, аридная зона в юре – мелу – палеогене располагалась примерно на тех же местах, что и в настоящее время, т.е. в Северной Африке, Южной Азии, Южной Америке. К карбонатным отложениям юры, мела и палеогена, широко развитым в этих областях, и следует поэтому обращаться для сопоставления их доломитности с доломитностью карбонатных отложений верхнего палеозоя Русской и Северо-Американской платформ. Тогда влияние разных климатических условий будет исключено и падение интенсивности доломитообразования, – если оно действительно существует, что весьма вероятно, – проявится в неискаженном виде.

Поскольку указанный путь фактического анализа проблемы изменений доломитообразования в истории Земли пока не может быть использован, мы поневоле должны довольствоваться лишь общими соображениями в этом деле. Суть их в следующем.

Так как содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере после интенсивного угленакопления и карбонатакопления верхнего палеозоя сильно упало, надо думать, что доломитное вещество в морских водах мезозоя гораздо дальше ушло от насыщения сравнительно с тем, что было в палеозойскую эру. Карбонатакопление юрской – меловой – палеогеновой эпох и ларамийское угленакопление могли только усилить этот же самый процесс.

Понятно, что в мезокайнозое осаждают доломит из все менее насыщенного его раствора становилось все труднее, как в лагунах, при их осолонении, так и в море – путем повышения температуры и рН. *Доломитообразование и в лагунах и в морях в общем неизбежно должно было убывать по своей интенсивности.*

Имелись, однако, условия, при которых в частной обстановке, особенно в лагунах (но также и в морях засушливой зоны), доломитообразование могло поддерживаться на высоком уровне. *Эта обстановка создавалась в тех лагунах и на тех участках моря, куда реки (или подземные воды) поставляли много  $\text{MgCO}_3$  или же  $\text{MgCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ .* Поступающий карбонат магния (и Na) как в осолоненных, так и в опресненных лагунах поднимал дополнительно щелочной резерв и рН воды и доводил доломит до стадии насыщения, тем самым способствуя химической его садке. Если внос  $\text{MgCO}_3$  в лагуну не было, садка доломита тормозилась или вовсе отсутствовала.

Положительное влияние вноса  $\text{MgCO}_3$  на садку доломита, несомненно, имело место и в палеозое, но тогда это был фактор факультативный, необязательный, теперь же, с изменением системы карбонатных равновесий, он стал фактором первостепенным, прямо влияющим на ход доломитонакопления. Описанный А. И. Осиповой случай доломитообразования в ферганском палеогене, где имеются наглядные доказательства усиленного вноса  $\text{MgCO}_3$  в лагуну реками, является подтверждением развиваемой мысли.

Все опыты получения доломита при испарении растворов, находившихся в равновесии с атмосферой, как известно, потерпели неудачу: вместо доломита садились смеси  $\text{CaCO}_3$  и основных солей  $\text{MgCO}_3$  переменного состава. Чем же объясняется эта невозможность экспериментального получения доломита при выпаривании, в обстановке, наиболее отвечающей природным условиям? Анализируя этот вопрос в работе 1951 г., я пришел к заключению, что “причина лежит, возможно, в том, что при испарении давление  $\text{CO}_2$  в раство-

рах было недостаточно высоко, ниже 0,0004 атм, что и заставляло  $MgCO_3$  при его наклонности давать гидратированные основные соли, оседать именно в этой форме. В иле в процессе диагенеза давление  $CO_2$ , как известно, увеличивается, и это обстоятельство ведет, с одной стороны, к полному усреднению углекислого магния, с другой – к перераспределению вещества и образованию доломита. “Если эти соображения верны, доломит при современной концентрации  $CO_2$  в атмосфере должен быть всегда минералом диагенетическим, даже там, где (как в оз. Балхаш) он накапливается массами и может производить впечатление первичного осадка” [Страхов, 1951, с. 45].

Но современное низкое давление  $CO_2$  в атмосфере характерно, вероятно, не только строго для современного геологического момента. Его возникновение, несомненно, надобно отодвинуть в более или менее удаленное прошлое, может быть еще в ранний кайнозой, а может быть даже, и в поздний мезозой. Тем самым приходится допускать, что в геологической истории имело место не только общее ослабление доломитообразования от древних эпох к современной, но и наблюдалась существенная переделка самого механизма образования доломита как минерала. Вместо непосредственного осаждения доломита из воды в протерозое и палеозое (может быть, и в некоторой части мезозоя?), с какого-то момента времени началась раздельная садка  $CaCO_3$  и основной соли углекислого магния с последующим формированием доломита, как минерала уже в осадке. *Наступление этого момента знаменовало полное “вымирание” седиментационных доломитов и “выживание” лишь доломитов седиментационно-диагенетических.* При этом в случае обильной садки основной соли магния в лагунах, получивших много  $MgCO_3$  от рек, возникали доломиты, по составу близкие к нормальным, а по залеганию – к пластовым. При ослабленной же садке основных солей магния, как в лагунах, так, особенно в море, возникали – на фоне низкой общей доломитности карбонатной толщи – типичные пятнистые метасоматические доломиты, неотличимые от палеозойских представителей этой группы.

Итак, имеются некоторые, правда, весьма ограниченные и общие основания думать, что в послепалеозойское время имело место не просто общее ослабление процесса доломитообразования, но и “вымирание” целой важной группы их – седиментационных доломитов – и сохранение лишь группы седиментационно-диагенетических, способ формирования которых также усложнился.

Я далек от мысли выдавать эти, пока гипотетические, – *хотя и отталкивающиеся от некоторых фактических данных,* – построения за нечто достоверно установленное. Нужно проделать еще серьезную проверочную фактическую работу для того, чтобы достичь в сложном вопросе об эволюции доломитообразования нужной ясности и достоверности. И если все же я позволяю себе поддерживать и вновь выдвигать изложенную выше гипотезу (первые сформулированную в 1951 г.), то только потому, что она, как мне кажется, способна содействовать правильной постановке дальнейших работ по проблеме типов и генезиса доломитовых пород и их эволюции в истории Земли.

### Литература

- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. I. Доклады. М., 1952.
- Виталь Д.А., Князева Л.М., Николаев С.В. Известково-доломитовые породы верхнего карбона северо-западной части Самарской Луки. В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.

- Зеленов К.К.* Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Королюк И.К.* Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Колотухина С.Е.* Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Кара-тау (Южный Казахстан). В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Ронов А.Б.* Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Сапожников Д.Г.* Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 132, геол. сер. (№53).
- Страхов Н.М.* Климатическая зональность северо-западной части Евразии в верхнем палеозое. Сов. геол., 1945, сб. 6.
- Страхов Н.М.* Известково-доломитные фации современных и древних водоемов. Тр. Инст. геол. наук. Акад. наук СССР, 1951, вып. 124.
- Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н.М.* К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Страхов Н.М.* О некоторых методических ошибках в изучении химико-биологического осадкообразования и диагенеза. Бюлл. МОИП. 1956, № 2.
- Страхов Н.М. и др.* Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Теодорович Г.И.* Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
- Хворова И.В.* Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона нижнего Урала. В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4. 1956.
- Daly R.A.* First calcareous fossils and evolution of limestone. Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, vol. 20.

## **Задачи исследования.**

# **Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии.**

## **Материал и методика работы<sup>1</sup>**

Прежде чем приступить к изложению фактического материала, полученного при геохимическом изучении ряда верхнепалеозойских гумидных отложений СССР, необходимо вкратце остановиться на разъяснении задач и принципов, положенных в основу исследования.

### **1. Задачи и принципы фациально-геохимического исследования осадочных пород**

До недавнего времени геохимическое изучение осадочных пород было отстающим разделом общей геохимии и сводилось к определениям содержаний тех или иных элементов в породах разного петрографического типа, вне четко разработанных задач и программы и без систематического подбора материала, призванного решить ту или иную проблему.

За последние 10 лет, однако, дело благодаря работе советских ученых стало коренным образом меняться. В недрах общей геохимии постепенно все более ясно вырисовывается самостоятельная ветвь – *геохимия осадочных пород*, обретающая свою тематику, свои особые подходы к изучению этих пород, отвечающие их специфике, наконец, свои принципы истолкования получаемого первичного аналитического материала.

При этом, несмотря на юность геохимии осадочных пород как научной дисциплины, в ней уже намечаются по крайней мере два направления, достаточно хорошо различающиеся и по задачам исследований и по применяемым методическим приемам.

Одно из них, зародившееся и развивающееся сейчас в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР, может быть названо статистико-геохимическим (А.П.Виноградов, А.Б.Ронов с сотрудниками). Его задача, насколько можно судить по выполненным исследованиям, заключается главным образом в *разъяснении химического состава стратисферы путем установления элементарного состава слагающих ее пород и количественных (объемных) соотношений между породами*. Отправным пунктом работы является Русская платформа, для которой были предварительно составлены карты распределения пород для отдельных эпох и веков и подсчитаны объемы песчаных, глинистых, карбонатных и других пород. Произведено уже большое число анализов карбонатных пород на Ca, Mg, SO<sub>4</sub> и некоторые другие элементы [Виноградов, Ронов, 1952]; составлены интересные геохимические карты, иллюстрирующие распределение Mg в карбонатных породах верхнего палеозоя платформы [Ронов, 1956]; обнаружено увеличение отношения Ca : Mg в поро-

<sup>1</sup> Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования) (Совместно с Э.С.Залманзон и М.А.Глаголевой) М.: Изд-во АН СССР, 1959. Гл. I. С. 5–19. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 23).

дах от докембрия до современного момента, указывающее на эволюцию карбонатакопления в ходе геологической истории, в частности – вытеснение доломита кальцитом. Аналогичная работа по глинам привела к открытию уменьшения роли K, Al и Ti в составе глинистых пород от более древних эпох к более новым [Виноградов, Ронов, 1956]; накоплен ряд данных по Ni, Co, Cu и другим элементам [Ронов, Малюга, Макарова, 1955].

Признавая необходимость и полезность работ статистико-геохимического направления, необходимо все же отметить и известную односторонность его подхода к геохимии осадочных пород. Главный пробел в исследованиях этого рода состоит в том, что огромная аналитическая работа ведется *без предварительного детального фацеального анализа, а также без детального петрографического изучения самих анализируемых пород*. Отбор образцов в так называемые “установленные представительные пробы” выполняется по стратиграфо-петро-графическому принципу, благодаря чему в одну и ту же пробу заведомо попадают образцы пород разного фацеального типа, а порою и из водоемов разной климатической принадлежности. Недостаточен фацеальный подход и при теоретическом геохимическом анализе полученных усредненных цифр.

Между тем, чем дальше идет познание осадочного процесса, тем яснее становится тесная пригнанность осадков к той физико-географической обстановке, в которой они образовались. *Все стороны осадка, в том числе и соотношения слагающих его элементов, ясно видоизменяются в разной физико-географической среде*. Этот вывод из изучения современных осадков и осадочных пород заставляет расширить и видоизменить подход к разработке их геохимии. Совершенно очевидно, что, наряду со статистико-геохимическим должно быть поставлено также фацеально-геохимическое их изучение. Специфическую черту такого подхода составляет то обстоятельство, что геохимическое исследование пород *ведется на базе предварительного детального фацеального их анализа; при этом материал группируется в естественные фацеальные группы согласно физико-географической обстановке возникновения осадков, а само исследование преследует цель раскрытия особенностей геохимии пород, возникших в разных условиях*. В частности, имеется в виду выяснить специфику распределения элементов в морях и озерах, реках и субаэральных отложениях одного и того же климата и сходных условий рельефа; в водоемах *разных климатов*, например аридного и гумидного; в условиях сильно расчлененного и сглаженного рельефа; при условиях сильного химического выветривания исходных пород на водосборных площадях и при слабом выветривании; при интенсивной сортировке осадочного материала в путях переноса и при сортировке слабой; без участия эффузивной деятельности и при наличии ее, и т. д. Нетрудно видеть, что все это такие проблемы, без разработки которых трудно раскрыть *механику геохимического процесса и истолковать его закономерности*.

Только разобравшись в названных вопросах, мы сможем по-настоящему осмыслить те геохимические картины, которые раскрывают нам химические анализы многочисленных проб осадков какого-либо древнего водоема той или иной седиментационной области.

Постановка и решение перечисленных вопросов и составляют задачу и содержание фацеально-геохимического направления в геохимии осадочных пород.

Разным принципиальным установкам и задачам статистико-геохимического и фацеально-геохимического направлений отвечает и разница в выборе объектов и в конкретной методике работы.

При фацеально-геохимическом подходе не требуется изучения сплошных разрезов огромных мощностей на площадях, отвечающих естественным тек-

тоническим единицам, как это нужно для статистико-геохимического направления. Выбираются комплексы пород по возможности узкого стратиграфического положения и малой мощности, но обязательно представляющие отложения определенного фациального типа, например – континентальных пресноводных озер, или паралической зоны, или плоского и мелководного моря среди равнинного континента и т. д., и затем в пределах избранного комплекса геохимическому исследованию подвергаются все петрографические типы пород, входящие в данный комплекс. При этом обязательным звеном всей работы должно быть изучение выбранного комплекса с точки зрения фациальной обстановки его образования, равно как и петрографический его анализ, ибо только знание петрографических свойств пород позволит глубже подойти к пониманию особенностей распределения в них элементов.

Для выяснения особенностей геохимии пород (и осадков), возникших в разных физико-географических обстановках, должны быть привлечены разнообразные показатели. В работе по геохимии верхнепалеозойских гумидных зон СССР были использованы четыре таких показателя.

Первым является характер распределения элементов в ряду пород: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели – известняки; при отсутствии карбонатных пород – лишь в первых трех членах ряда. Изучалось распределение Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Be, Ga, Pb, Zn,  $C_{орг}$ . Оказалось, что поведение этих элементов, взятых в совокупности, как целое, весьма чутко реагирует на особенности физико-географической среды осадкообразования и позволяет порою улавливать такие детали этой среды, какие обычными методами фациального анализа неуловимы.

В качестве другого показателя, удобного для изучения связей геохимии пород и обстановки осадкообразования, был взят *баланс минералогических форм железа*. Известно, что формы последнего разнообразны: железо входит в состав сульфидных (пирит, марказит), карбонатных (сидерит, анкерит), силикатных (лептохлориты), окисных (гидрогетит, гематит) минералов, а также в решетку многих терригенных минералов – слюд, роговых обманок, ильменита, магнетита. Учитывая это, баланс минералогических форм железа в осадочной породе может быть изображен так:

$$Fe_{вал} = Fe_{пир}^{2+} + Fe_{карб}^{2+} + Fe_{сил}^{2+} + Fe_{окис}^{3+} + Fe_{обл.}$$

Из этих пяти членов четыре характеризуют аутигенно-минералогические формы железа, возникшие в осадке, пятая – кластическую форму, внесенную в осадок с берега.

Опыт работы показывает, что баланс минералогических форм железа также оказывается тесно связанным с физико-географической средой отложения осадков и может служить для анализа связей геохимии пород и фациальной обстановки их отложения. Нужно только помнить, что непосредственно баланс форм железа возникает в стадию весьма раннего диагенеза, и является отражением в первую очередь среды диагенеза. Но поскольку на ранний диагенез еще оказывают влияние общие физико-географические условия водоема, очевидно, данные диагенетических преобразований веществ могут в известной степени быть использованы и для характеристики среды, в которой бассейн находится, равно как и для выяснения некоторых черт гидрохимии наддонной воды.

Само собой разумеется, что в тех же целях могут привлекаться балансы форм других элементов (например, – Mn, V, серы и пр.), но получение этих балансов пока сопряжено с большими техническими трудностями и потому в данной работе опущено. Разработка таких балансов составляет благодарную задачу дальнейших исследований.

В качестве третьего показателя при фациально-геохимическом изучении осадочных пород был избран *химический состав рассеянного в породах карбонатного материала, особенно, когда это породы обломочные и глинистые.*

Уже после первых проб в этом направлении стало ясно, что состав карбонатного материала в обломочных и глинистых отложениях гумидных зон возникает в основном в стадию диагенеза, что он связан коррелятивно с одновременно формирующимся балансом аутигенных форм железа, что в нем ясно отпечатлеваются вторичное перераспределение и происходящее при этом химическое обособление отдельных компонентов. Все эти черты, конечно, могут быть так или иначе использованы и для характеристики геохимии гумидных отложений в разных частных обстановках.

В качестве последнего показателя использовано изучение *состава карбонатных конкреций, встречающихся в отложениях гумидных зон.*

До недавнего времени конкреции не привлекали к себе внимания исследователей, потому, видимо, что были неясны перспективы, открываемые их изучением. В настоящее время, после углубления в вопросы диагенеза, стало совершенно очевидным, что процесс конкрециеобразования в подавляющем большинстве случаев есть процесс перераспределения веществ в осадке в ходе диагенеза; поэтому детальное химическое изучение конкреций является средством к раскрытию хода и закономерностей самого этого процесса перераспределения. А так как диагенетическое перераспределение веществ по интенсивности и по качественному характеру контролируется присутствующими в среде физико-химическими особенностями, разными в разных участках осадка, то естественно, что изучение конкреций способно раскрыть также и детали физико-химических условий, присущих осадку. Вот почему изучение минералогического состава и геохимии конкреций, проведенное в сопоставлении с составом и геохимией вмещающих пород, должно являться неотъемлемой частью фациально-геохимического исследования.

Итак, анализ распределения Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, C<sub>орг.</sub>, Ba, Sr, Be, Ga, Pb, Zn в основных типах пород, входящих в состав естественных фациальных комплексов; выяснение минералогических форм железа; изучение химико-минералогического состава рассеянного в породах карбонатного материала и аналогичное исследование встречающихся в них карбонатных конкреций – вот основные вопросы, которые стоят сейчас перед фациально-геохимическим исследованием вообще и которые поэтому были поставлены при проведении работы по геохимии осадков верхнепалеозойских гумидных зон СССР.

Решение перечисленных вопросов, интересное само по себе, становится важным, если вспомнить, что выяснение картины распределения рассеянных содержаний элементов создает необходимый геохимический фон, без знания которого нельзя подойти к анализу другого, гораздо более сложного вопроса: о фациальных соотношениях рассеянных содержаний элементов с их рудными концентрациями и об условиях, при которых нерудный процесс перерастает в рудный. Детальный разбор названной проблемы остается вне рамок этой работы и составляет задачу дальнейших исследований. В этой же монографии мы сосредоточимся на выяснении общего геохимического фона, образуемого рассеянными содержаниями элементов в отложениях гумидных зон.

## 2. Основные черты верхнепалеозойской климатической зональности на северо-западе Евразии

Так как объектом наших исследований являются верхнепалеозойские отложения СССР, то для обоснования их выбора необходимо кратко остановиться на климатической зональности того времени на северо-западе Евразии.

Одному из авторов монографии уже приходилось касаться этого вопроса в 1945 и 1951 гг. [Страхов, 1945, 1951]. С того времени, однако, накопился значительный новый материал, который позволяет вскрыть некоторые новые штрихи, в прежних данных не видные.

Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии изображена на рис. 1–6.

Начальный момент климатической эволюции дает схема зональности среднего девона, взятого как целое (см. рис. 1). Обращает на себя внимание, прежде всего, полоса с ярко выраженными признаками засушливого климата. Начинается она на северо-западе широкой площадью доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающей, по данным А.Б.Ронова [1956], При-

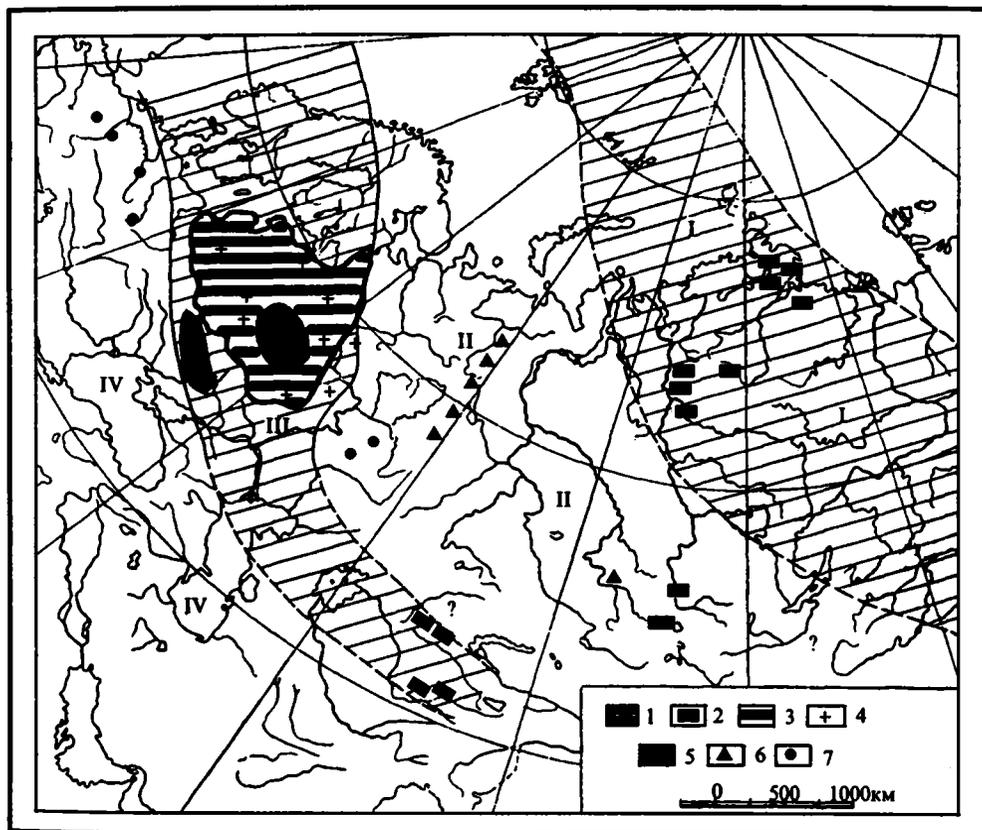


Рис. 1. Климатическая зональность среднего девона

I – северная засушливая зона; II – тропическая влажная зона; III – южная засушливая зона; IV – южная умеренная зона. 1 – NaCl; 2 – гипсы; 3 – доломиты; 4 – доломиты с прослоями гипса; 5 – переслаивание гипсов и доломитов; 6 – бокситы; 7 – железные руды

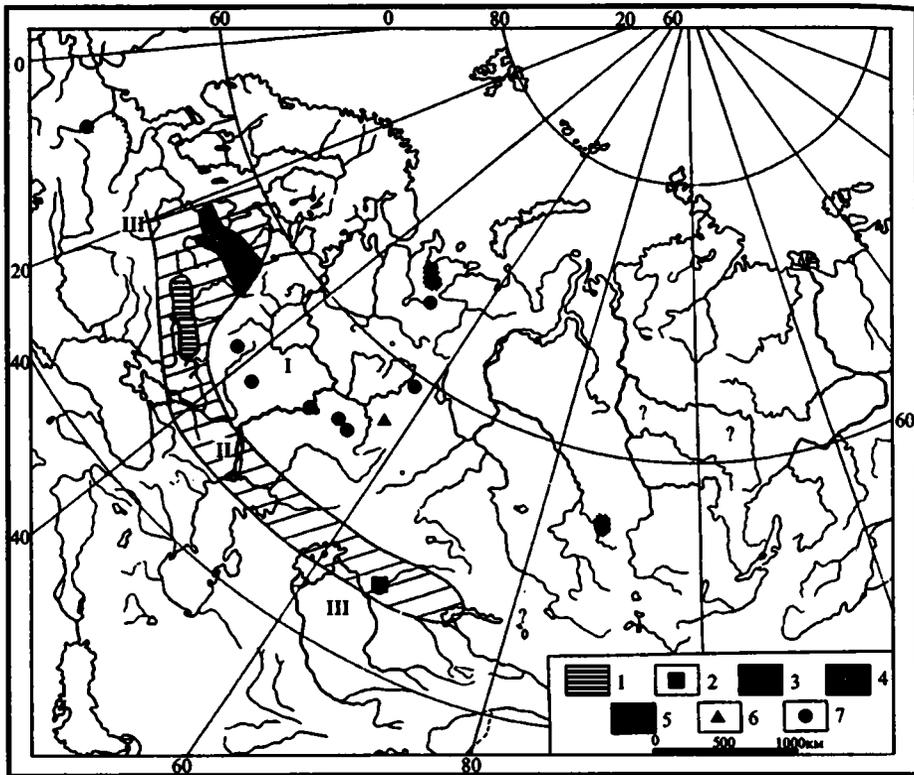


Рис. 2. Климатическая зональность начала франского века

I – тропическая влажная зона; II – южная засушливая зона; III – южная умеренная зона.  
1 – соли; 2 – гипсы; 3 – доломиты; 4 – доломиты с включениями гипса; 5 – угли; 6 – бокситы; 7 – железные руды

балтику, Главное девонское поле и большую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослои каменной соли. В Украинской мульде и в Донбассе к среднему девону относятся гипсы и соли роменских и других соляно-купольных структур, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе бессарабского Приднепровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей надолго исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и Бетпақдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Петрушевский, Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский и может охватывать промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живецкими являются ангидритовые накопления в Таласском Алатау, открытые недавно А.Лурье [1958]. Учитывая, что климатические зоны по самому существу своему представляют далеко и непрерывно прослеживающиеся полосы, а не отдельные пятна, мы считаем возможным объединить таласские, сарысуйские и бетпақдалинские гипсы в единую полосу с прочими месторождениями на Русской платформе.

Совершенно иные показатели климатических условий имеются на обширной полосе к северо-востоку от аридной зоны.

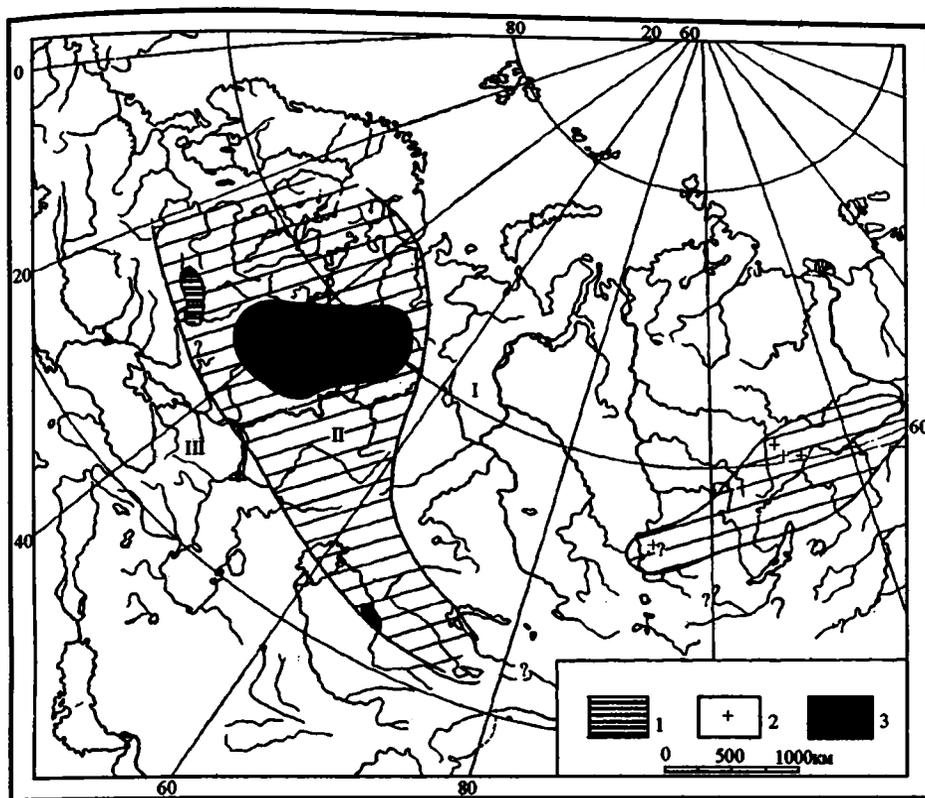


Рис. 3. Климатическая зональность фаменского века  
 I – тропическая влажная зона; II – южная засушливая зона; III – южная умеренная зона.  
 1 – NaCl; 2 – линзы гипса; 3 – доломиты

Как известно, на восточном склоне Северного Урала располагается длинная полоса бокситовых месторождений протяжением свыше 250 км. В той же полосе встречаются и бокситы в основании живетского яруса, причем территориально они развиты даже шире эйфельских, проникая и на Средний Урал. На площади Второго Баку – в Башкирии и юго-восточной Татарии – к живетскому ярусу (ардаговский горизонт) относятся, по Л.М.Миропольскому с сотрудниками [1950], прослои оолитовых гидрогётит-шамозитовых руд. В глинистых отложениях этого же горизонта, по М.А.Ратееву [1956], всегда встречается заметная (или даже значительная) примесь каолинита. Все это – совершенно несомненные доказательства наличия гумидного и притом теплого гумидного климата к северо-востоку от аридной зоны.

Однако проследить шаг за шагом простирание полосы гумидного климата на восток от Урала пока не представляется возможным из-за отсутствия нужных фаций-индикаторов. После большого “пустого” промежутка, мы встречаем длинную серию гипсоносных, а местами и соленосных отложений на крайнем северо-востоке Азии, на этот раз хорошо стратиграфически датированных. Так, на островах Пионер, Комсомолец и Октябрьской Революции средний девон представлен красноцветными косослоистыми песчаниками, мергелями и прослоями известняков с остатками панцирных рыб и известково-

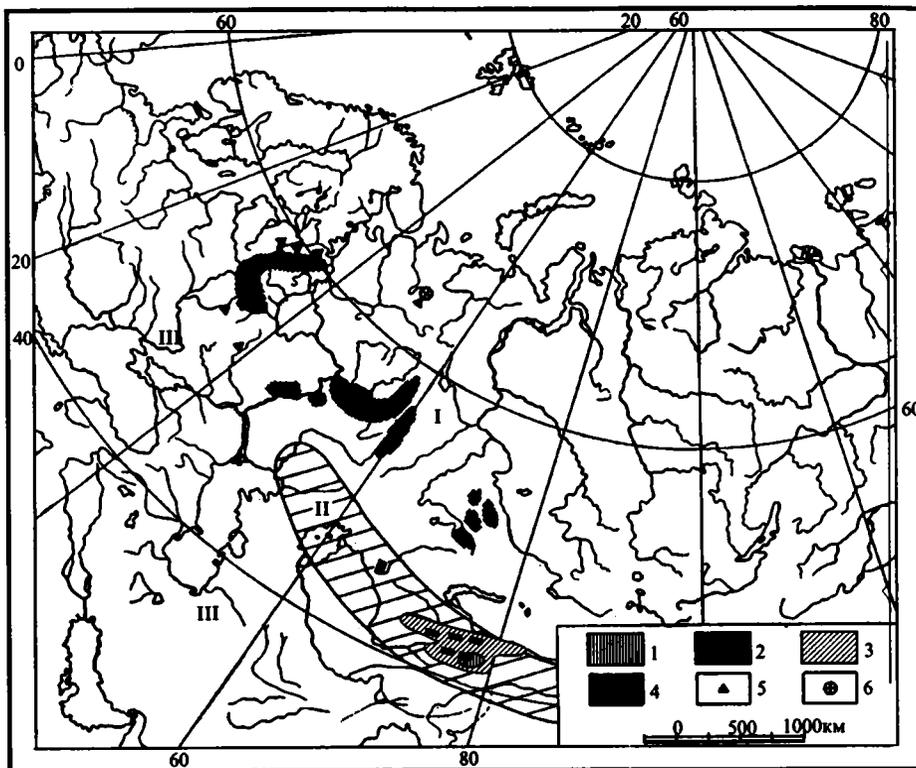


Рис. 4. Климатическая зональность начала визейского века

I – северная умеренная зона; II – северная засушливая зона; III – тропическая влажная зона. 1 – NaCl; 2 – гипсы; 3 – доломиты; 4 – угли; 5 – бокситы; 6 – железные руды

доломитовой и гипсоносной толщей с *Favosites Goldfussi* и др. На Таймыре живетский ярус мощностью 300–400 м складывается известняками, доломитами и гипсами с типичной стрингоцефаловой фауной. На п-ове Юрунг-Тумус (Нордвичский район) к живетскому ярусу относится верхняя 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. Оленека средний девон образуют пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями гипсов и доломитов, содержащие растительные остатки. На крайнем северо-востоке в Мамском, Тасхяхтахском и Сеттэ-Дабанском антиклинориях в составе живетского яруса среди пестроцветных сланцев встречаются также гипсы и ангидриты. Всеми этими находками обрисовывается огромная полоса заведомо аридного климата северо-западного простирания, протянувшаяся наискось от 81–82° с. ш. до 60° с. ш. Смыкалась ли она с аридным ареалом, располагавшимся в это же время в Северной Америке, – остается неизвестным, хотя и вполне вероятным. Эти находки второй аридной зоны северо-западного простирания, тянувшейся приблизительно параллельно описанной выше первой, выясняют истинную природу гумидной бокситоносной полосы в области востока Русской платформы и Урала. Совершенно очевидно, что она может трактоваться лишь как тропическая влажная зона, на возможность

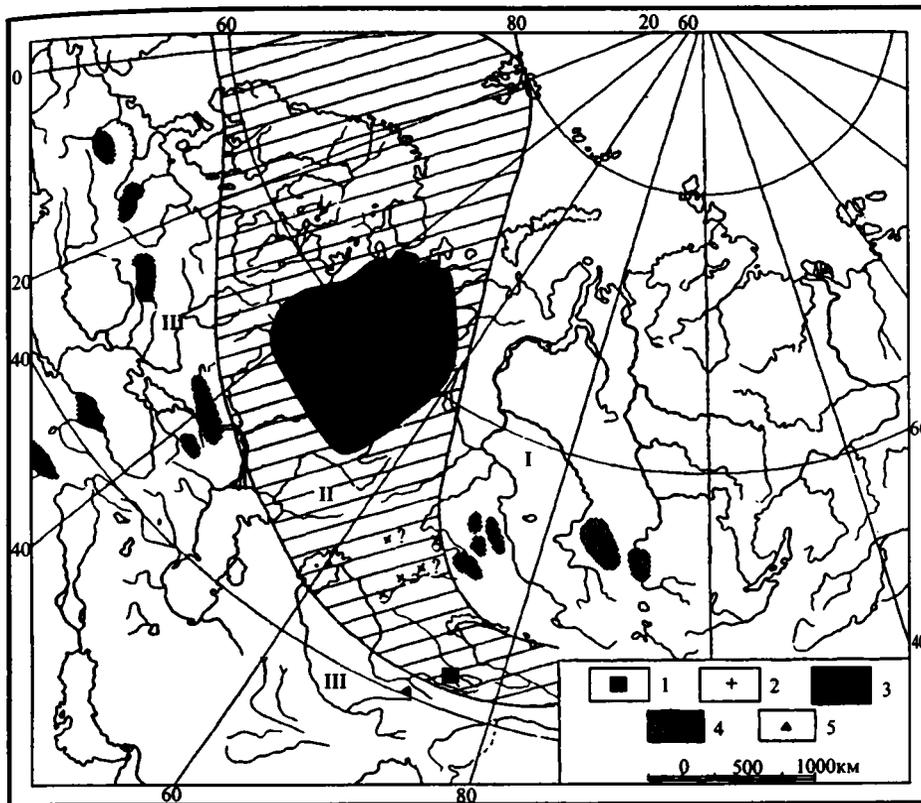


Рис. 5. Климатическая зональность конца визея, среднего и верхнего карбона  
 I – северная умеренная зона; II – северная аридная зона; III – тропическая влажная зона.  
 1 – гипсы; 2 – линзы гипса; 3 – доломиты; 4 – угли; 5 – бокситы

чего впервые указал Ю.М.Шейнман [1956]. Все же взятое вместе доказывает, что климатическая зональность девона была резко отлична от зональности современной по локализации тропической влажной и двух аридных сопровождающих ее зон.

Добавим, что на простирании тропической влажной полосы мы встречаемся со своеобразной эйфельского возраста соленосной толщей на юге Тувинской котловины и в прилегающих частях Монголии, описанной недавно Н.С.Зайцевым [1954] и А.И.Левенко [1954]. В среднем девоне Минусинской котловины как в эйфельском, так и в живетском ярусах, по Г.И.Теодоровичу [1954], также развиты гипсы. В то же время по восточному обрамлению Кузнецкой котловины из среднего девона Барзасского района известно месторождение углей, а из Салаирского кряжа – месторождение бокситов (Бердский р-н). Близкое соседство здесь столь противоположных климатически отложенных заставляет думать, что в этой области сильного развития каледонской складчатости в среднедевонское время существовала серия локальных участков аридных условий в котловинах между горными цепями.

К югу от южной засушливой зоны намечается второй участок с признаками влажного климата. Указанием на него является серия месторождений железных и марганцевых руд, протягивающаяся от Корнуолла (марганцевые руды) через Бельгию (оолитовые красные железняки нижнего, среднего и верхне-

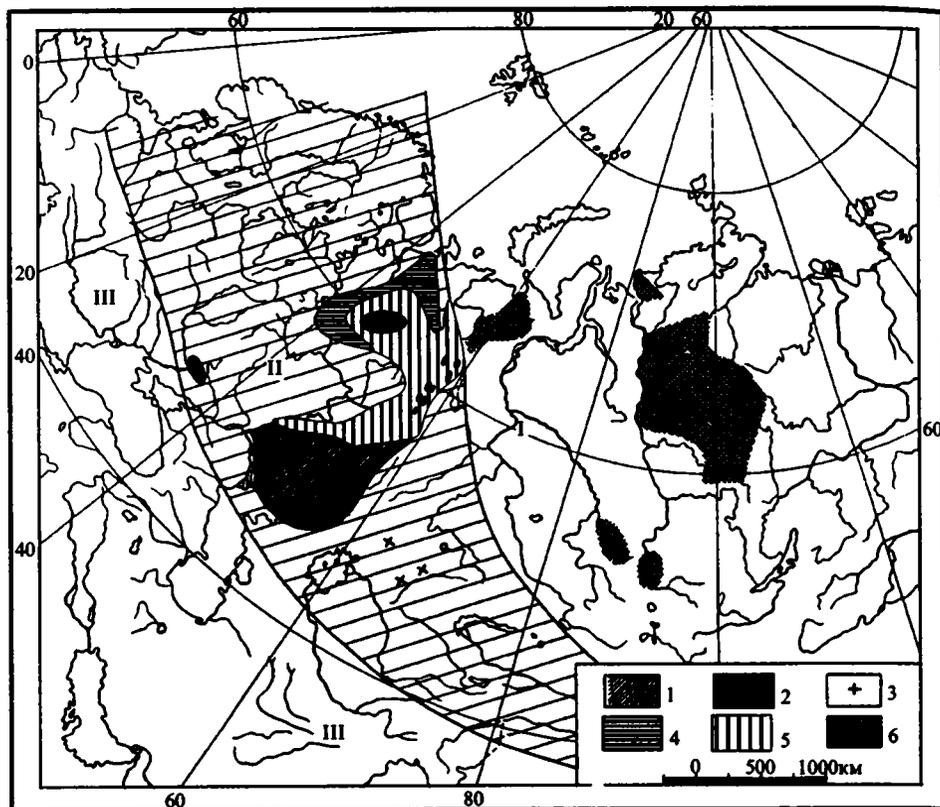


Рис. 6. Климатическая зональность кунгурского века

I – северная умеренная зона; II – северная засушливая зона; III – тропическая влажная зона. 1 – каменная соль; 2 – калийные соли; 3 – линзы гипса; 4 – доломиты; 5 – переслаивание гипсов и доломитов; 6 – угленосные отложения

го девона Арденн) в Рейнскую область, на Гарц в Судеты. К сожалению, дальше на восток достоверные следы гумидной зоны пропадают, и на карте ее пролегание показано условно,

Сопоставляя описанную климатическую зональность среднего девона с тем, как она трактовалась Н.М.Страховым в 1945 г. (и в более поздних работах до 1951 г.), нетрудно видеть, что южная засушливая зона, располагающаяся на Русской платформе и в Средней Азии, равно как соседние с ней (на СВ и ЮЗ) гумидные полосы, по своему географическому положению строго отвечают прежним картам и документируются сейчас с большей полнотой, чем раньше. Новостью, вырисовывавшейся с полной очевидностью сейчас, после опубликования данных по северу и северо-востоку Сибири, является обнаружение второй – более северо-восточной – огромной аридной зоны. Это обстоятельство заставляет по-новому истолковывать природу ранее намеченных климатических зон. В частности, Уральскую бокситоносную зону нужно считать не северной умеренной (как это допускалось Н.М.Страховым в 1945 г.), а тропической влажной. Соответственно, аридная зона Русской платформы является не северной (как трактовалось прежде), а южной. Реального пролегания климатических зон на карте эта новая трактовка, конечно, отнюдь не затрагивает.

Схема климатической зональности первой половины франского века, показанная на рис. 2, в основе своей та же, что и в среднедевонскую эпоху, но с некоторыми характерными отличиями. Аридная зона, в среднедевонское время хорошо документированная на севере и северо-востоке Азии, сейчас документально не доказывается, хотя, вероятно, существует в большей или меньшей степени. Южная аридная полоса устанавливается уже фактически. На северо-западе её прослеживается полоса значительного развития доломитов, с которыми ассоциируются местами пласты гипса [Ронов, 1956]. К юго-востоку от нее располагаются соляные накопления раннефранского века в Припятском прогибе (нижняя соляная толща) [Пистрак и др., 1956] и в Днепровско-Донецкой синеклизе (Ромны, Исачки и др.); здесь она пользуется широким развитием на площади всей синеклизы. Далее следы аридных отложений исчезают и вновь мы встречаем их лишь в упомянутых выше выходах гипсов в Сарысуйских куполах. Восточнее галогенные отложения неизвестны. Совершенно очевидно, что, хотя это та же аридная зона, какая существовала на том же месте в среднедевонскую эпоху, ее размеры несколько уменьшились.

На реальность сужения указывают наблюдения на Русской платформе. Мы видим здесь местами в основании верхнего девона (в Новохоперске), местами в средней его части (по северному склону Воронежского массива, в основании воронежских слоев) накопления оолитовых железных руд на площади, которая в среднедевонскую эпоху заведомо принадлежала аридной полосе. Ряд точек с железными рудами нижефранского времени известен на Самарской Луке, в юго-восточной Татарии и в Башкирии. На Южном Урале к этому времени относятся бокситы Катавского района, на северном — пашийские железные руды. На Тимане отлагались каменные угли и железные оолитовые руды низов франского яруса. Все эти месторождения доказывают развитие тропического влажного климата в несколько большей полосе против той, в какой они существовали в среднедевонскую эпоху. К югу от южной аридной полосы на схеме показано пролегание южной умеренной влажной зоны, главным образом по аналогии со среднедевонской климатической зональностью. Достоверным указанием на наличие этой гумидной полосы являются лишь оолитовые железные руды в Арденнах.

Для детального воспроизведения климатических зон фаменского века, особенно его второй половины, пока не хватает данных, особенно для северной и южной влажных полос (см. рис. 3). Но засушливая область фаменского века вырисовывается весьма ясно, причем в данном случае она явно резко расширилась за счет прилежащих гумидных полос, особенно северной. На Русской платформе пролегание ее устанавливается, прежде всего, соляными месторождениями (притом с калиевыми солями) на площади Припятского прогиба с заходом (хотя бы частичным) в прилежащую северо-западную оконечность Днепровско-Донецкой синеклизы [Пистрак и др., 1956]. К северо-востоку отсюда, на территории Московской синеклизы и по ее бортам, а также на соседних с нею тектонических участках, располагается огромное пятно доломитовых данково-лебединских пород, которым во многих местах, особенно по оси синеклизы, подчинены значительные по мощности и протяжению горизонты ангидритов (и гипсов); детали их распространения изучены недавно В.Г.Махлаевым, изобразившим их на ряде карт. В целом, получается, что на Русской платформе в фаменское время аридная полоса явно оттеснила гумидную зону, расположившись на значительных по площади ее участках.

Далее на юго-восток, после перерыва, мы встречаем указания на пролегание засушливой полосы в виде фаменских доломитов в хребте Каратау [Колотухина, 1956] и гипсовых отложений на Сары-Суйских куполах.

Весьма интересные материалы накопились для более северо-восточных

районов, в Сибири. В.А.Комаром и Н.М.Чумаковым [1957] на среднем течении р. Вилюя и в районе Кемпендйских куполов была недавно открыта вилючанская толща пестроцветных пород с прослоями кислых эффузивов, относящаяся по возрасту к верхнефаменскому–нижнетурнейскому времени; датировка произведена на основе согласных показаний спорово-пыльцевого анализа, растительных остатков и раковинок листоногих рачков. В нижней части свиты среди глинисто-карбонатных пород были встречены пласты и линзы тонкозернистого гипса, обычно малой мощности, до 1,80 м. Тем самым, в западной части Вилюйской впадины достоверно установлено наличие в верхнефаменское время аридных условий. К этому же времени, весьма вероятно, относятся указываемые Г.И.Теодоровичем [1954] гипсовые прослои в фаменских отложениях Минусинской котловины. Если это сопоставление верно, мы получаем довольно значительное пятно аридного климата на юго-востоке Сибирской платформы и к юго-западу от нее. Но северная часть Сибирской платформы и северо-восток Азии в целом заведомо лишены пород – индикаторов аридного климата. Заметим, что, начиная с верхнего девона и до последнего времени, аридные условия здесь вообще больше не существовали. Это обстоятельство заставляет считать верхний девон вообще эпохой резкого изменения плана климатической зональности на поверхности Земли. Каледонский план палеоклиматических зон в это время вытеснялся герцинским, существовавшим в течение всей остальной части верхнего палеозоя.

Значительные изменения в конфигурации климатических полос намечаются в середине нижнекаменноугольного времени, в эпоху отложения нижневизейской продуктивной толщи.

Достоверные гипсовые накопления в это время устанавливаются только для территории Средней Азии и Южного Казахстана (см. рис. 4). Здесь они встречаются в Сарысуйских куполах, а затем в хребте Киргизском, где входят в состав так называемой “малиновой свиты” нижнего карбона; гипсоносная пачка имеет здесь мощность до 200–300 м; в верхах ее содержатся пласты гипса до 0,5 м [Попов, 1955]. Еще восточнее гипсово-соленосная толща  $S_1$  развита на юге хребта Кунгей Алатау и севернее хребта Терский Алатау; здесь в составе ее, кроме пластов гипса, встречается и каменная соль. Возможно, что галогенные отложения и отвечающая им аридная ранневизейская зона протягиваются из Средней Азии в Урало-Эмбинскую область, но далее на запад и северо-восток следуют уже отложения несомненного гумидного типа. Они встречены в виде угленосной толщи в Саратовском Поволжье, на Самарской Луке (и вообще в Куйбышевском Поволжье), в Татарии, Башкирии. В Подмосковной котловине, где в фамене осаждались гипсы и доломиты, в визейский век возник относительно мощный (до 60–70 м) угленосный комплекс с многочисленными довольно крупными угольными месторождениями. По периферии его накапливаются бокситы – Северо-Онежское, Тихвинское, Рязанские месторождения; бокситы в коре выветривания встречены в Белгородском районе и по восточной окраине Воронежского массива. Много севернее, на Тимане, в нижнекарбонатных отложениях примерно того же времени возникли железные руды и бокситы. Все это делает несомненным наличие влажных климатических условий на всей площади Русской платформы в середине нижнекаменноугольной эпохи.

Далее к востоку, на западном склоне Северного Урала, на восточном склоне Среднего и Южного Урала, в Центральном Казахстане (Караганда и окружающие территории) в нижнекарбонатное время во многих местах в крупных массах возникали угли и сопровождающие их, обычно убогие сидеритовые месторождения. В Западной Европе примерно к тому же времени относится образование многочисленных месторождений марганцевых руд (Корнуолл,

Келлервальд, Гарц и др.) и отчасти сидеритов (Тюрингия). Добавим к сказанному, что *всякие следы аридной зоны на севере и северо-востоке Азии в это время исчезают, и, вместе с тем, впервые появляются документальные доказательства крупинной аридной полосы в Южном полушарии, протянувшейся от Бразилии к Северной Африке*. Все это означает, что к середине нижнего карбона перестройка плана климатической зональности уже далеко продвинулась вперед и на смену каледонскому выступил новый герцинский план. В нем узкая среднеазиатская аридная область, вместе с располагающимся на ее протяжении засушливым ареалом на территории США, представляют северную аридную зону; область Русской платформы и центральная часть Урало-Алтайской геосинклинальной области – отвечают северной умеренной влажной полосе; юг Европы – тропическому влажному поясу; еще южнее от Бразилии к Сахаре пролегла южная аридная зона.

В среднем и верхнем карбоне описанный герцинский климатический план выступает с полной отчетливостью.

Как можно видеть на ряде карт А.Б.Ронов [1956], для этих эпох на огромных площадях мелководных морей, покрывавших тогда Русскую платформу, отлагались значительные толщи доломитовых пород, содержащих магния свыше 10%, что отвечает доломитности породы свыше 80% (и до 100%). Характерно, что эти доломитовые породы локализовались не в периферической зоне морей, а в центральных их частях; сами породы при этом отличались резко качественно обедненной и часто малорослой фауной. Во многих точках буровые скважины встретили в составе доломитовых пород ангидрит и гипс. Судя по недавней работе И. В.Хворовой [1957], эти включения в подавляющей части своей вторичные, эпигенетические и обязаны своим образованием деятельности резко осолоненных подземных вод. Но, наряду с такими метасоматическими сульфатами, заведомо имеются и первичные, пластовозалегающие. Именно такого рода пластовые образования были встречены разведкой верхнекаменноугольных доломитов к востоку от Самарской Луки (Красная Глинка) еще в довоенные годы. О наличии пластовых, значительных по мощности гипсов в других местах говорят очень высокие средние содержания  $SO_3$  в разрезах виле, среднего и верхнего карбона разных мест, указываемые А.Б.Роновым [1956]. Так, например, скважина в Кельтме для  $C_2$  дала  $SO_3$  – 33,67%; для  $C_2$  в Котельниче содержание  $SO_3$  – 7,67%, а в Солигаличе – 5,64%; для  $C_3$  в скважине Вологды  $SO_3$  составляет 11,18%, в Горьком – 17,66%, в Котельниче – 8,61%, в Краснокамске – 13,05%, в Солигаличе – 8,77%. Объяснить только вторичной сульфатизацией такое высокое среднее для горизонта содержание  $SO_3$  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 химической 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 верхнекарбонных породах кайрактинской свиты (прослой загипсованных глинистых пород) и в красноцветной владимирской среднекарбонной толще (гипсовые песчаники) в бассейне р. Ишим и Терс-Аккана [Попов, 1955]. В Джезказганском районе и к югу от него, в Бетпакдале, к верхнему карбону – перми относят так называемую мергельную гипсоносную свиту, развитую во многих местах [Сапожников, 1948]. Еще юго-восточнее через значительный пустой промежуток встречаются ангидритные толщи среднего

карбона в Тяньшане (оз. Сонкуль и др.). В целом, эта полоса разительно напоминает по конфигурации и по расположению в пространстве засушливую зону конца девона, — но представляет собою не южную, а северную аридную зону лика Земли в целом. Доказательством являются особенности прилегающих к ней с севера и юга полос.

К северу от аридного пояса, в Казахстане, в Кузнецкой и Минусинской котловинах, в среднем и верхнем карбоне накапливаются мощные угленосные толщи, возникающие за счет специфической растительной ассоциации. В составе ее, по А.Н.Криштофовичу [1937], каламиты, лепидодендроны и сигиллярии были распространены мало, причем представлены малорослыми формами с признаками угнетения. Господствовали кордаиты огромных размеров, образовывавшие своеобразную кордаитовую тайгу, и семенные папоротники; в древесине кордаитов отчетливо проступают годовичные кольца роста. Этот состав и облик флоры указывают, по мнению А.Н.Криштофовича, что произрастала она в условиях относительно сурового, хотя и умеренного, климата, со сменой времен года.

К югу от засушливой зоны на территории Западной и Южной Европы и Малой Азии также располагается целая цепь огромных каменноугольных паралических (и лимнических) бассейнов Англии, Германии, СССР (Донбасс, Кавказ), Турции, с которыми связываются иногда колоссальные месторождения железных (сидеритовых) руд; на Синайском полуострове к низам среднего карбона приурочены марганцевые руды; по южной периферии Ферганской котловины — месторождения бокситов. Обильные растительные остатки свидетельствуют о богатейшем растительном мире, включавшем в качестве основных членов древовидные папоротники, каламиты, клинолисты, сигиллярии, лепидодендроны. Ряд биологических признаков (каулифлория, развитие флоремы, отсутствие колец нарастания, воздушные корни, обилие лианоподобных форм и т. д.) уже давно привел палеоботаников (Потонье и др.) к заключению, ныне единодушно разделяемому, что средне-верхнекарбонная флора Западной и Южной Европы произрастала в тропическом поясе, чем и обусловлено ее резкое отличие от одновременной флоры северной влажной полосы. Таким образом, климатическая зональность среднего и верхнего карбона устанавливается не только по чисто литологическим показателям, как в девоне и нижнем карбоне, но и по палеофлористическим данным.

Наряду с весьма определенной горизонтальной зональностью, в верхнем карбоне впервые намечаются — правда, не вполне достоверно — признаки вертикальных климатических зон. Предпосылкой этому служит то обстоятельство, что, начиная с нижнего карбона, в Урало-Алтайской зоне происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся возникновением более или менее резко выраженных горных кражей. Еще в нижнем карбоне складкообразованиехватило Казахскую горную страну и территорию к востоку от нее; после среднего карбона оно проявилось на восточном склоне Урала, в центральных частях его, медленно перемещаясь на запад. То, что дислоцированные участки восточной и осевой частей Урала действительно представляли геоморфологически выраженные горы, вытекает из накопления в восточной полосе западного склона Урала (Уфимское плато, Чкаловское Приуралье и южнее) огромных толщ кластических осадков, нередко конгломератовых, состоящих из глыб уральских пород. Высота возникших горных цепей нам, конечно, неизвестна, но была, вероятно, не очень велика. А.В.Хабаков, на основании анализа галечников Уфимского плато (и артинских конгломератов Чкаловской области), оценивает ее всего в 1,5–2,0 км, что, конечно, надо понимать как нечто среднее. При наличии таких (а временами и гораздо более высоких) горных кражей необходимо допустить, что подножие их находилось в

одних климатических условиях, средние же и в особенности верхние части гор – в других. В частности, если подножие располагалось в климате засушливом или влажном субтропическом, то для вершинных частей, при условии достаточной высоты цепей, вполне возможно допустить климат умеренный и более влажный и даже холодный. Любопытно в связи с этим отметить, что А.В.Хабаковым в составе артинских отложений Чкаловской области отмечаются следы выноса ледниковых валунов с Уральской цепи.

В нижнепермскую эпоху мы встречаемся с повторением той же климатической ситуации, какая установилась в среднем и верхнем карбоне. Но материальное (литологическое) выражение ее существенно иное, в частности, в засушливой полосе.

Как видно на рис. 6, изображающем климатическую зональность в кунгурский век, огромная площадь на территории Русской платформы занята разнообразными галогенными отложениями кунгурского солеродного бассейна. Этот своеобразный и единственный в своем роде морской водоем получал свое питание на севере через широкий пролив – из бореального моря. Уже в недалеком расстоянии от втока воды кунгурский водоем под влиянием резко засушливого климата осолонялся и начинал садить доломиты. На центральной и большей (по долготе) части бассейна отлагались гипсы и доломиты в частом переслаивании, с локальным преобладанием то первых, то вторых. К срединной части Московской синеклизы приурочивается ограниченная площадь соленакпления. Несравненно большая, огромная по размерам, территория солеобразования локализуется на площади современной Прикаспийской впадины; здесь встречаются, кроме каменной соли, и калийные. Длинная цепочка каменносоляных и калийных отложений протягивается вдоль предуральского прогиба. Примерно того же возраста солевые накопления известны также из северо-западной части Донбасса.

На территории Западной Европы в нижнепермском мертвом красном лежне нет сколько-нибудь развитых галогенных отложений, но флора имеет ярко выраженный ксерофитный облик, на основании чего палеоботаники уже давно вывели заключение о засушливых условиях на территории Германии в нижнепермское время.

На юго-востоке к нижнепермскому (без более точной датировки) времени относятся мощные толщи гипсоносных пород в Тургайском прогибе (около оз. Челкар) и частично в той мергельной свите юга Джекказгана и Бетпакадалы, о которой уже говорилось при обсуждении схемы карбона. Далее на большом расстоянии достоверных указаний на аридность климата нижнепермской эпохи не встречается.

На северо-востоке обрисовывающаяся таким образом огромная засушливая полоса ограничивается влажной нижнепермской областью, которая прослеживается весьма отчетливо по распространению каменноугольных месторождений в Большеземельской тундре, в Кузбассе и Минусинской котловине, а также и в Тунгусской впадине. Облик флоры этих мест, очень однообразный и близко напоминающий глоссоптериевую гондванскую флору, свидетельствует о произрастании ее в условиях умеренного климата, быть может даже (в более северных участках) холодно-умеренного.

Южная тропическая влажная зона для нижнепермского времени может быть установлена лишь гипотетически, ибо фации-индикаторы этой зоны в северо-западной Евразии отсутствуют. На юге Европы и в Средней Азии в это время господствуют морские условия, либо же осадкообразования вообще не происходит. В связи с этим точная граница и ширина аридной области пока не могут быть установлены. Возможно, что аридная зона была тогда в действительности шире, чем это нам сейчас представляется.

Климатическая обстановка в начале верхнепермской эпохи была, по-видимому, близка к нижнепермской. Наличие громадного соленакпления в цехштейне Северо-Германской низменности и бесчисленных следов ангидри-тообразования в верхнеказанское время на всей территории Восточно-Европейской впадины, начиная от Тимана на севере до Прикаспийской низменности на юге, свидетельствует, что колоссальный европейский аридный участок конца кунгурского века удерживался и в первую половину верхнепермской эпохи (казанский век). С начала татарского века, однако, начинают проявляться весьма характерные признаки изменений. Во всем разрезе татарского яруса ангидриты присутствуют лишь в самых нижних очень маломощных горизонтах (по мнению некоторых исследователей, эти горизонты следует считать верхнеказанскими); в остальной, подавляющей, части разреза никаких накоплений сульфатов нет. Доломиты, по анализам, имеющимся для Чебоксарского района, очень распространенные в нижней и средней частях татарской толщи, в верхах ее исчезают нацело, замещаясь нормальными известняками и мергелями. Одновременно в средних и верхних горизонтах татарского яруса появляются сажистые примазки и прослойки угля, иногда достигающие мощности промышленных месторождений (Давлеканово). Все эти признаки указывают на то, что на территории Русской платформы в конце перми и начале триаса вновь начинается увлажнение, и территория собственно аридная уступает место гумидной.

Вертикальная климатическая зональность, наметившаяся в карбоне в области Урала, сохраняется и в пермское время. Признаком ее является состав кунгурских и верхнепермских красноцветов Приуралья. В них значительными массами скопляются окислы железа и марганца, а также ванадия, хрома, никеля, меди. Все эти элементы, особенно два первых, способны к мобилизации в сколько-нибудь значительных количествах лишь в условиях влажного теплого климата, а не в аридной зоне, где, наоборот, они быстро оседают и фиксируются. Поскольку источником всех этих элементов был Урал, мы, естественно, должны допустить, что его верхние части находились не в аридной, а в гумидной области.

Окидывая общим взглядом климатическую зональность верхнего палеозоя Северо-Западной Евразии, нетрудно видеть, что она претерпела существенные изменения. В среднем девоне господствовал еще каледонский климатический план. Тропическая зона проходила под резким углом к современным долготам от о-ва Медвежьего, через Урал к Алтаю и дальше в Китай. К северо-востоку от нее – на Сибирской платформе, о-вах Ледовитого океана и на северо-востоке Азии располагалась северная аридная зона. Через Русскую платформу в Среднюю Азию протягивалась южная аридная полоса. В верхнем девоне этот каледонский климатический план стал постепенно сменяться планом герцинским. Сущность смены заключалась в том, что тропическая влажная зона, вместе с прилегающими влажными зонами, стала смещаться в южном направлении. К среднему карбону, когда перестройка закончилась, тропическая влажная полоса стала располагаться на юге Европы, северная аридная – на Русской платформе и в Средней Азии, южная аридная – в Бразилии и Северной Африке. Этот план устойчиво существовал до конца перми, после чего в триасе началось новое смещение тропической влажной и обеих аридных полос еще дальше в южном направлении. С начала юры установился альпийский план климатической зональности, существующий и доньше.

### 3. Общая характеристика объектов исследования и условий их образования

Исследование отложений верхнепалеозойских гумидных зон СССР было построено на породах угленосной толщи Караганды (все 6 свит), Кузбасса (алыкаевская, кемеровская и ерунаковская свиты), Донбасса (свита  $C_2^6$ ), терригенного нижнего карбона Русской платформы (сталиногорские и тульские слои) и нижнефранских отложений Второго Баку (пашийские и поддоманиковские слои). По условиям своего образования все эти комплексы демонстрируют весьма разные физико-географические обстановки внутри древних гумидных зон.

Так, карагандинская угленосная толща представляет собою типичное образование межгорной котловины, формировавшееся в условиях прогрессивного воздымания окружающих котловину цепей и интенсивной их денудации, с временами вспыхивающей эффузивной деятельностью. Толща пород Кузбасса также демонстрирует часть верхнепалеозойского межгорного прогиба, располагавшегося по западной окраине Сибирской платформы среди надвигававшихся на нее горных цепей западносибирских герцинид. Угленосные отложения Донбасса являют собою не менее типичный пример отложений предгорного прогиба у подножия складчатого пояса, протянувшегося по южной окраине Русской платформы. Нижнефранские и нижневизейские отложения Второго Баку и Московской синеклизы, напротив, являются настоящими платформенными образованиями, совершенно типичными для платформенных терригенных отложений.

Все названные свиты являются, как сказано, отложениями гумидного климата. Однако детали климатического режима в разных случаях были явно неодинаковы. Так, например, угленосная толща Донбасса принадлежала заведомо тропическому нижнекаменноугольному поясу, тогда как все остальные нами изученные объекты возникли в обстановке хотя и теплого, но уже умеренного, в лучшем случае субтропического, климата; это обстоятельство не могло не отозваться на силе химического выветривания материнских пород на водосборных площадях разных свит. Больше того, внутри самой этой субтропической зоны (к северу от аридной) позиция разных толщ была достаточно разной. Так, нижнефранские отложения Второго Баку, равно как и осадки  $C_1$  платформы, формировались на значительном удалении от полосы аридного климата, тогда как толща Караганды была весьма близко придвинута к краю аридной зоны и временами аридизация климатического режима сказывалась в осадконакоплении отдельных горизонтов Карагандинского разреза.

Конкретные фациальные условия отложения разных осадков, ныне образующих изученные нами толщи, также отличались чрезвычайным разнообразием. Мы знаем среди них прежде всего, хотя и редко (в Караганде), отложения делювиальные и пролювиальные в конусах выноса на предгорных равнинах. Повсеместно развиты речные осадки (русловые и пойменные) главным образом нижних частей речных долин и устьевых их зон. Также повсеместно озерно-болотные осадки то небольших водоемов (Караганда, Русская платформа), то огромных пресных бассейнов (Кузбасс). Наконец, в Донбассе, Караганде и на Русской платформе широко развиты и морские накопления, притом разных зон моря, начиная от опресненной, лагунно-заливной до нормально-соленой более удаленных от берега частей морского бассейна.

Подавляющая часть пород, слагающих интересующие нас толщи, относится к обломочным и глинистым: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с малым содержанием карбонатного материала. В качестве

подчиненного члена встречаются мергели, глинистые известняки и известняки, а также углистые алевролиты и аргиллиты, вплоть до углей. Таким образом, петрографический спектр пород достаточно широк для геохимических наблюдений. Особенно важно подчеркнуть, что терригенно-минералогический состав пород крайне изменчив. Мы находим среди них как типичнейшие полимиктовые образования, сложенные обломками пород и полевошпатовым материалом, с незначительной примесью кварца (как, например, в Караганде), так и типичнейшие, почти мономинеральные отложения, состоящие больше чем на 97–99% из кварца с исчезающей подмесью главным образом устойчивых тяжелых минералов, как в породах  $D_3^1$  и  $C_1$  Русской платформы; между этими крайними членами имеется ряд переходных звеньев. Такое разнообразие терригенно-минералогических особенностей пород коренится, в известной мере, в различных петрографического состава материнских пород на размываемой части водосборных пространств древних водоемов, но главным образом – в резко неодинаковой силе химического выветривания на этих водосборных пространствах. Отсюда наблюдения над особенностями терригенно-минералогического состава изученных толщ позволяют глубже проникнуть в некоторые черты физико-географической обстановки отложения осадков и помочь правильно расшифровать их геохимические особенности, в частности, – характер распределения в них элементов. Понятно, что аналогичные наблюдения над аутигенными минералами позволяют дополнительно вскрывать особенности диагенеза осадков.

Нужно, наконец, обратить внимание на то, что разные гумидные толщи отложились в седиментационных областях (или водоемах) разных размеров. В этом отношении они выстраиваются в ряд, начальным членом которого является карагандинская угленосная толща, возникшая на седиментационной площади наименьших размеров, последующими же звеньями служат отложения Кузбасса, Донбасса, платформенные осадки  $C_1$  и  $D_3^1$  обязанные своим генезисом накоплению в бассейнах наибольших размеров. Обращать внимание на эту сторону дела приходится потому, что, как это выяснено на современных водоемах, с возрастанием размеров бассейнов резко увеличивается их гидродинамическая активность, а стало быть улучшаются и возможности сортировки осадочного материала на площади водоема. Сортировка же материала, как будет показано ниже, играет очень большую роль в возникновении особенностей распределения элементов в породах разных осадочных толщ.

Из сказанного видно, что физико-географические условия образования изученных нами осадочных комплексов верхнепалеозойских гумидных зон СССР действительно отличались большим диапазоном изменений по самым различным направлениям. При этом *каждому комплексу отвечало свое особое сочетание деталей физико-географической обстановки, так сказать, индивидуальный длительно существовавший ландшафт, который и наложил свой отпечаток как на петрографические признаки пород, так и на сложение (макротекстуру) всего комплекса.*

Излагаемые ниже данные показывают, что в геохимических характеристиках осадочных толщ гумидных зон, в частности, в распределении в них элементов, в балансе аутигенноминералогических форм некоторых элементов и т. д., особенности физико-географической обстановки (или ландшафта) сказались чрезвычайно ярко, вероятно, еще более сильно, чем в петрографических признаках. В этом отношении выбранные объекты оказались весьма удачными для целей фациально-геохимического изучения. Каждая из толщ при ее анализе показывает какую-то новую черту в геохимическом облике отложений гумидных зон; совокупностью же своей изученные объекты демонстрируют широкую картину последовательных изменений геохимического облика

отложений, по мере того как мы переходим от одного типа ландшафта гумидной зоны к другому. При этом уже вскрытое разнообразие характеристик таково, что можно думать, что основные черты геохимии рассеянных содержащий элементов в осадках гумидных зон вообще – этими объектами раскрываются. Если в дальнейшем и будет найдено что-то существенно новое, оно, надо полагать, не разрушит уже полученной картины, но органически войдет в нее, расширяя ее и углубляя.

#### 4. Материал и методика работы

Каменный материал для геохимического изучения карагандинской толщи был получен в виде керновых образцов от В.В.Копериной, Н.В.Ренгартен и Е.А. Слатвинской; по Кузбассу – от Л.Н.Ботвинкиной (ерунаковская толща) и Г.Ф. Крашенинникова (алыкаевская и кемеровская толщи); по Донбассу – от Л.Н. Ботвинкиной и, частично, А.П.Феофиловой и Л.Е.Штеренберга; материал по отложениям  $D_3^1$  собран в 1949 г. М.А.Ратеевым с сотрудниками; по угленосным отложениям  $C_1$  платформы – аспирантами Е.С.Тихомировой (юго-западная часть Московской синеклизы) и Н.П.Бетелевым (Татария). В сборах по Саратовскому и Куйбышевскому Поволжью в 1953 г. принимал участие М.А.Ратеев. Всем названным литологам авторы выражают свою искреннюю признательность.

Общее число проанализированных образцов составляет 864. В каждом из них определялось валовое содержание Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Be, Ga, Pb, Zn,  $C_{орг}$  и  $CO_2$ . Кроме того, во всех образцах определялись формы железа ( $Fe^{2+}_{пир}$ ,  $Fe^{2+}_{нс}$ ,  $Fe^{3+}_{обл}$ , когда это бывало необходимо по характеру породы, также  $Fe^{3+}_{нс}$ ). В меньшем количестве образцов, а именно в тех, которые содержали  $CO_2 > 4\%$  (иногда, в порядке исключения, и при  $CO_2$  2–3%), проведен карбонатный анализ; всего выполнено 303 таких анализа.

Методика всех химических определений подробно изложена авторами в недавно появившемся втором томе сборника: “Методы изучения осадочных пород” и потому здесь не описывается.

Породы  $D_3^1$  и  $C_1$  были подробно изучены стратиграфически, петрографически и фашиально аспирантами Н.П.Бетелевым и Е.С.Тихомировой параллельно с их химическим исследованием. По остальным толщам, только что подробно петрографически и фашиально изученным другими исследователями, мы ограничивались лишь просмотром шлифов. Фашиальные определения пород Караганды, Кузбасса и Донбасса, которые приводятся в этой книге, принадлежат литологам, дававшим каменный материал для настоящей работы.

Все лабораторные химические определения V, Cr, Cu, Ni, Co, часть анализов на формы железа и карбонатных выполнены М.А.Глаголевой под контролем Э. С.Залманзон. В прочих химических работах принимали участие в разные годы и в разной степени другие сотрудники химической лаборатории ИГН АН СССР – З.В.Пушкина, Н.В.Захарова, А.Н.Зарубицкая, Е.С.Шишова, М.М.Сочеванова и лаборанты. Спектроскопические определения Ba, Sr, Be, Ga, Pb и Zn сделаны Н. В.Лизуновым.

### Литература

- Ратеев М.А. Распределение глинистых минералов в верхнеживецких и нижнешигровских отложениях Русской платформы. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3–4. Львов, 1956.

- Ронов А.Б.* Химический состав и условия формирования карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1956, вып. 4.
- Ронов А.Б., Малога Д.И., Макарова А.И.* Распределение малых количеств никеля, кобальта и меди в глинах Русской платформы. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 105, № 1.
- Сапожников Д.Г.* Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 93, геол. сер. (№ 28).
- Страхов Н.М.* Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, сб. 6.
- Страхов Н.М.* Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
- Теодорович Г.И.* Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд. Акад. наук СССР, 1957.
- Шейнман Ю.М.* Верхнепалеозойские и мезозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1956, 29, вып. 6.

# Основные геохимические закономерности образования осадков и их диагенеза в гумидных зонах<sup>1</sup>

Материал, изложенный в предыдущих главах, позволяет сформулировать несколько геохимических закономерностей седиментогенеза и диагенеза, имеющих значение не только для гумидных зон верхнего палеозоя СССР, но и для гумидного породообразования на лике Земли вообще.

## 1. Типы распределения элементов в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие

Одной из характернейших особенностей изученных верхнепалеозойских гумидных толщ является изменчивость характера распределения элементов в ряду: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели – известняки, либо даже в первых трех членах ряда, когда мергели и известняки отсутствуют.

Существуют свиты, у которых это распределение подчиняется радикально различным схемам, ничего общего между собой не имеющим, как, например, отложения Карагандинского синклиория и Донбасса или Караганды и нижнефранских отложений Русской платформы и др. Но даже и в тех случаях, когда в распределении элементов существует много общих черт, как, например, в Кузбассе и Донбассе, всегда наряду с ними, мы в состоянии установить и особые индивидуальные, специфические особенности, свойственные именно данной толще и никакой другой.

Поскольку набор элементов был постоянным, а сами толщи возникали в разных физико-географических обстановках, ясно, что *решающим фактором, распределения являлась физико-географическая обстановка образования толщ, а не свойства самих элементов.* Распределение их в ряду пород: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели – известняки оказалось признаком осадочных толщ, весьма тонко и чутко реагирующим на характер фациальной обстановки их отложения, своего рода индикатором ее.

Все схемы распределения элементов в изученных гумидных толщах можно свести, в сущности, к двум основным и резко различным типам: *пестрому и упорядоченному*, причем и тот и другой имеют ряд модификаций (рис. 1).

Представителем *пестрого типа* являются отложения Карагандинского синклиория, взятые как целое. Наиболее четко этот тип демонстрируется породами конусов выноса и сухих равнин в составе надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит.

Распределение элементов в них характеризуется отсутствием единой схемы. У одних элементов максимум содержания приурочивается к пескам с понижением концентраций в алевролитах и глинах, у других он смещается в алевролитовую область, у третьих – в глинистую; существуют случаи двух мак-

<sup>1</sup> Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования) (Совместно с Э.С.Залманзон и М.А.Глаголевой) М.: Изд-во АН СССР, 1959. Гл. VII. С. 183–219 (Гр. ГИН АН СССР; Вып. 23).

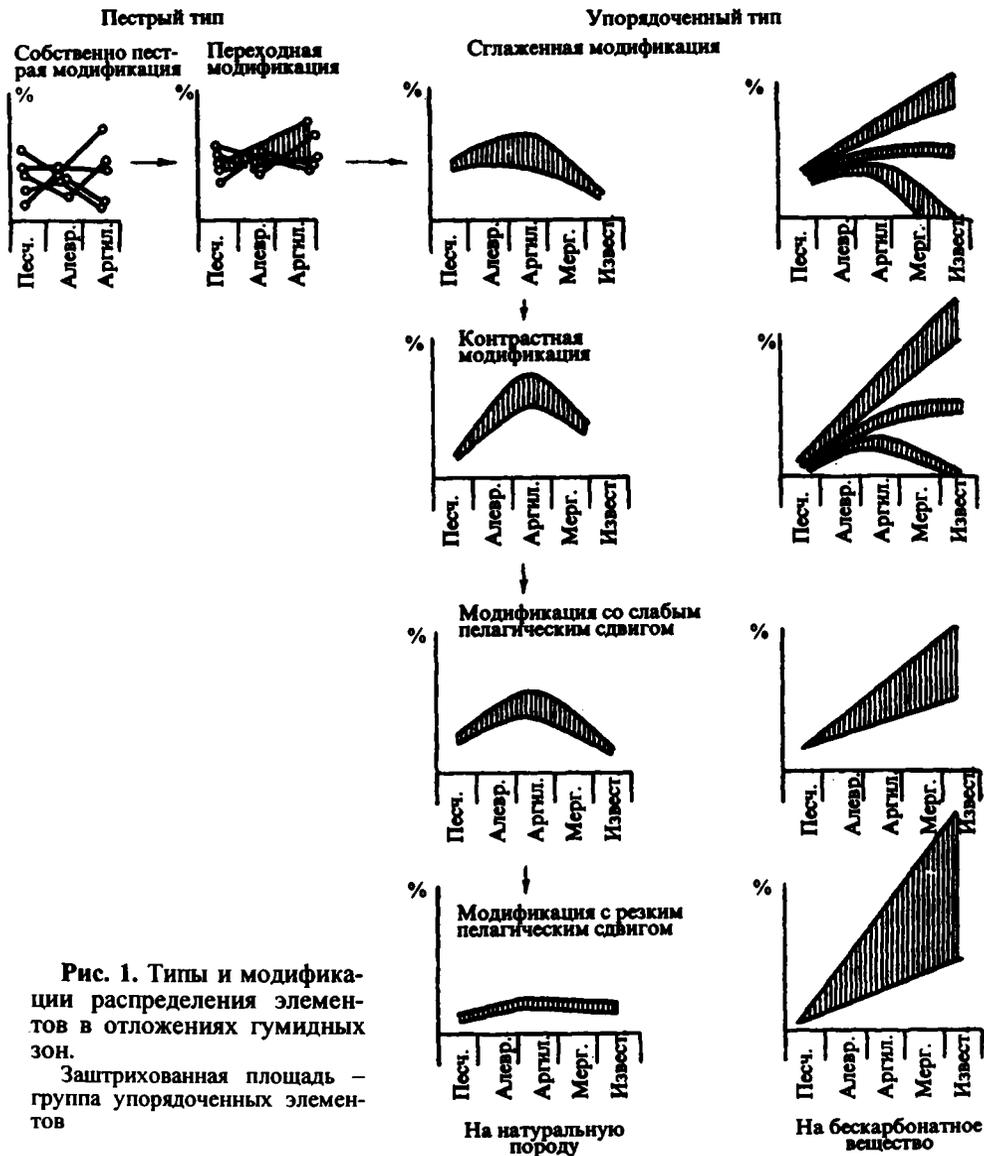


Рис. 1. Типы и модификации распределения элементов в отложениях гумидных зон.

Заштрихованная площадь — группа упорядоченных элементов

симумов в песках и глинах и, наоборот, чрезвычайно выравненное содержание элементов во всех трех петрографических классах пород. При этом характерно, что *не существует никакой уловимой связи между химическими свойствами элементов и характером кривой его распределения*. Один и тот же элемент в породах разных стратиграфических горизонтов или даже в разных районах развития одного и того же горизонта может давать совершенно разные кривые распределения и, напротив, разные по химическим свойствам элементы давать в отдельных случаях сходные кривые.

Весьма близкий характер распределения элементов свойствен отложениям озерно-болотным, когда они тесно ассоциируются с делювиально-пролювиальными конусами выноса и возникли в небольших водоемах; это демонстрирует-

ся долинской свитой и рядом горизонтов в свите наддолинской в том же Карагандинском синклиории.

Существенно новые черты в распределении элементов показывают мелко-водные морские отложения ашляриксской свиты и нижней части карагандинской. В обеих свитах более половины элементов еще полностью удерживают пестрое распределение: у других же – Fe, Mn, P, V, Cu – отчетливо начинает проступать *новый тип упорядоченного распределения* с минимумом в песчаниках, повышенным содержанием в алевролитах и с максимумом в аргиллитах. Однако эти новые тенденции еще не пересиливают старых, и в целом распределение элементов в ашляриксской свите и в нижней части карагандинской остается еще пестрым, точнее, переходным от пестрого к упорядоченному.

Таким образом, можно выделить по крайней мере две модификации пестрого типа распределения: а) *собственно пестрый*, когда никаких следов упорядочения нет, и б) *переходный*, когда на общем фоне пестрого распределения у значительной группы элементов начинают более или менее явственно проступать следы упорядочения.

Характерными чертами физико-географической обстановки, на базе которой возникает пестрый тип распределения элементов, является весьма слабое развитие химического выветривания на водосборных площадях водоемов, а также малые размеры последних (и их водосборов), что влечет за собою их ничтожную гидродинамическую активность и слабость сортировки переносимого материала.

Вторым типом, радикально отличным от первого, является *тип упорядоченного распределения элементов*. Сущность его состоит в том, что в ряду пород: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели – известняки содержания всех или подавляющей массы элементов вначале нарастают, от песчаников к аргиллитам, а затем падают, от аргиллитов к известнякам. К этому типу принадлежат отложения разных свит Кузбасса и Донбасса, нижнефранские породы Второго Баку, нижнекарбонные отложения Русской платформы, т. е. большинство изученных толщ. Судя по ограниченным данным, можно полагать, что упорядоченный тип широко распространен и в других регионах, на других стратиграфических горизонтах, и что он *вообще является основным и характерным типом распределения элементов в отложениях гумидных зон*.

Важно подчеркнуть, что, как и в типе пестром, один и тот же характер распределения показывают элементы, достаточно разные по своим химическим свойствам (например, Fe, Mn, P, V и др.). Это ясно говорит в пользу определяющей роли физико-географических условий среды в возникновении упорядоченного типа.

Базой, на которой он развивается, является сочетание заметного или даже сильного развития химического выветривания материнских пород на водораздельных пространствах со значительными размерами этих пространств и конечных водоемов стока, что обуславливает усиление сортировки материала в путях переноса и в самих водоемах.

Поскольку указанное сочетание в частных случаях сильно варьирует в деталях, сам тип упорядоченного распределения также значительно изменяется и дает ряд модификаций. В нашем материале можно наметить их четыре: а) упорядоченная сглаженная (Кузбасс, Донбасс); б) упорядоченная контрастная (D<sub>3</sub><sup>r</sup> Второго Баку); в) упорядоченная с резким пелагическим смещением (сталиногорские континентальные, тульские морские отложения Московской синеклизы); г) упорядоченная со слабым пелагическим смещением (тульские и кизеловские слои Второго Баку).

Угленосная толща Кузбасса возникла в условиях еще относительно слабого (хотя и более сильного, чем в Караганде) химического выветривания водосборных площадей, но в водоемах, гораздо больших по площади, чем карагандинские, и, несомненно, более гидродинамически активных. Все это обу-

словилло гораздо большую упорядоченность в распределении элементов. К сожалению, петрографический ряд пород в Кузбассе сокращен: песчаники – алевролиты – аргиллиты. Но в этом ряду в подавляющем большинстве случаев имеет место более или менее ясно выраженное нарастание средних содержаний элементов по мере измельчения зерна породы: отклонения немногочисленны, незначительны по величине и нередко стоят у предела точности определений. Весьма характерно для данной модификации упорядоченного типа, что разница между минимальными величинами процентных содержаний элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах незначительна, часто совсем ничтожна и едва улавливается, так что кривая на диаграмме приближается к прямой, параллельной оси абсцисс.

Тот же тип упорядоченного сглаженного распределения элементов свойствен и отложениям свиты  $C_2^6$  Донбасса. Особенность его проявления здесь составляют еще большая четкость и согласованность кривых, чем это имело место в Кузбассе, что отвечает усилению химического выветривания на водосборных площадях и увеличению размеров самого водоема. Кроме того, расширение петрографического спектра осадков и, в частности, появление отложений карбонатных – мергелей, глинистых и чистых известняков – позволяет изучить дополнительно, как выглядит распределение элементов в центральных, более удаленных частях водоемов, куда терригенный материал доходит во все меньшей степени. Оказалось, что процентные содержания всех элементов в натуральных породах в этой области согласно убывают по мере возрастания карбонатности осадков и в известняках становятся даже меньшими, чем в песчаниках. Это указывает, что принос элементов в центральные части водоема, вообще говоря, все более ослабевает. Но на фоне этого общего процесса поведение разных элементов неодинаково: различие улавливается, если пересчитать содержания элементов на бескарбонатное вещество, освободивши их, таким образом, от разбавляющего влияния карбонатного материала. Оказалось, что содержания Fe, Mn, P, Cu, Co, Sr, Ba в центральных частях водоема становятся большими относительно заносимого сюда терригенного материала; эти элементы относительно накапливаются здесь. Содержания V, Cr, Ni относительно терригенного материала остаются более или менее постоянными; у Ga, Pb, Zn они резко падают. В результате осуществляется химическая дифференциация элементов в центральных частях бассейна, невидная, если оперировать их содержаниями в натуральных породах, и ясно проступающая, если освободиться от маскирующего разбавляющего действия карбонатного материала.

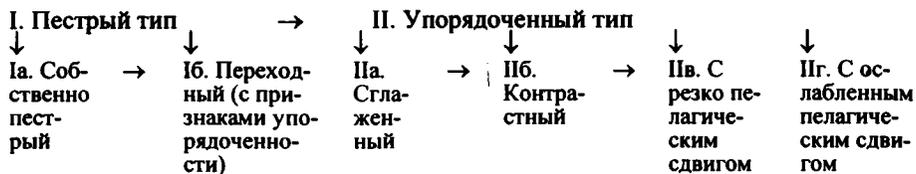
*Контрастная модификация* упорядоченного типа представлена нижефранскими отложениями Второго Баку. Она развивается в обширном морском бассейне на базе очень сильного химического выветривания материнских пород с хорошей сортировкой прибрежных песчаных (частью и алевритовых) отложений. Характерными признаками этой модификации являются: низкие концентрации всех изученных элементов в песках, доходящие до аналитически неуловимых (нулевых); повышенные содержания элементов в глинистых породах, что и создает контрастность распределения, особенно видную, если выразить ее в относительных величинах, приняв содержание в песках за единицу; превышение концентраций элементов в известняках над их содержаниями в песчаниках, что отражает несколько усиленный занос их в более пелагические зоны водоемов сравнительно с тем, что мы видели в Донбассе. В то же время пересчет определений элементов в мергелях, глинистых и чистых известняках на бескарбонатное вещество показывает, что занос этот по-прежнему выражен не у всех элементов. Содержания Fe, Mn, P, Sr, Cu и Be резко повышены в бескарбонатном веществе относительно их количеств в аргиллитах и, стало быть, занос их значителен. Концентрации V, Ni держатся в

бескарбонатном веществе на том же уровне, что в аргиллитах, а содержания Cr, Co, Ba, Ga, Pb падают сравнительно с аргиллитами; во всех этих случаях не происходит никакого заноса элементов в карбонатонакопляющие части водоемов, сравнительно с более прибрежными.

*Модификация упорядоченного типа с резко выраженным пелагическим смещением элементов* представлена континентальными сталиногорскими отложениями Русской платформы и морскими тульскими слоями Московской синеклизы. Она развивается также при сочетании сильного химического выветривания на водосборных площадях со значительной сортировкой материала в путях переноса и в конечном водоеме стока. При этом, однако, в отличие от предыдущей модификации, водосборная область оказывается резко залеженной, а текущие воды отличаются богатством гумусовых веществ, стабилизирующих возникающие при выветривании растворы соединений всех элементов. Характерной особенностью распределения элементов в этих условиях является резкое понижение их содержаний во всех петрографических типах континентальных отложений, иначе говоря – явно выраженный вынос их с континентальных площадей в море, что обеспечивалось проточностью области континентального осадкообразования. В морских прибрежных песчано-алевритово-глинистых отложениях содержания элементов также резко понижены, зато в области более удаленных от берега карбонатных отложений – повышены. Это в ряде случаев (у Fe, Mn, P и др.) видно даже без пересчета определений на бескарбонатное вещество. После такого пересчета, особенно если отнестись все величины к пескам, приняв содержания элементов в них за единицу, резко выраженный пелагический сдвиг их масс делается чрезвычайно ясным и наглядным. Иначе говоря, в описываемой модификации *стабилизированные органическим веществом растворы элементов не только в большей степени выносятся с континентов, но и удаляются из прибрежной зоны морей, отвечающей песчано-алевритово-глинистым осадкам, в область карбонатных осадков*. Рассеиваясь здесь на огромных площадях и разбавляясь интенсивно накопляющимся карбонатным материалом, они дают ничтожные концентрации, если брать натуральные породы, и достаточно высокие относительно доходящего сюда терригенного материала, если пересчитать их на бескарбонатное вещество и освободить от разбавляющего действия карбонатов.

*Модификация упорядоченного типа со слабо выраженным пелагическим сносом элементов* демонстрируется кизеловскими и тульскими отложениями Второго Баку. Она развивается также в условиях сильного химического выветривания водосборных площадей и при участии гумусовых веществ в миграциях элементов. Но сортировка материала в прибрежных зонах, заросших древесной флорой мангрового типа, резко ослаблена. Это обстоятельство сейчас же сказывается на характере распределения элементов. Содержания их в мергельно-известковых породах понижаются, а в прибрежных песчано-алевритово-глинистых повышаются, причем контрастность между песчаными и глинистыми породами резко сглаживается, напоминая сглаженный тип (Донбасс). Существенное отличие от последнего, однако, сейчас же вскрывается, если пересчитать концентрации элементов на бескарбонатное вещество. В тульско-кизеловских породах все элементы показывают сдвиг масс в пелагическом направлении относительно терригенного материала, тогда как в донбасских лишь немногие (Mn, P, Cu, Sr), наиболее подвижные. В этом различии сказываются разные условия образования толщ, в частности, – разные условия и возможности миграций элементов.

Беря всю картину распределения элементов в верхнепалеозойских гумидных отложениях СССР в целом, нетрудно видеть, что все типы и их модификации образуют единый геохимический ряд:



По своей сущности этот ряд является не чем иным, как *рядом возрастающей геохимической подвижности изученных элементов на стадии седиментогенеза*, обусловленной все возрастающей ролью растворов в миграциях элементов. При этом основными факторами, обуславливающими подвижность элементов, были, как неоднократно подчеркивалось в предыдущем, интенсивность химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и степень сортировки материала в путях переноса и в конечном водоеме стока, обусловленная гидродинамической активностью бассейна. Существенное влияние оказывало также повышенное содержание гумусовых веществ в речной воде, что стабилизировало растворы многих элементов и содействовало далекому их переносу. Однако действие этого фактора в обстановке слабого химического выветривания было крайне слабо и практически не улавливалось (Караганда, Кузбасс, Донбасс). И только в обстановке интенсивного химического выветривания в раннем визе на Русской платформе органика дала себя знать весьма эффективно, обусловив крупный пелагический сдвиг всех изученных элементов. В этих условиях ее влияние превысило даже воздействие сортировки материала, тогда как при слабом химическом выветривании, наоборот, роль сортировки выступает очень ярко.

Описанные закономерности имеют существенное значение для понимания геохимии осадков морских и озерных водоемов. Они позволяют геохимически осмыслить карту петрографических типов осадков, т. е. еще до химического изучения их заранее предвидеть основные черты (не детали) распределения на площади дна концентраций многих элементов, во всяком случае тех, которые были изучены в предыдущем.

Как известно, размещение петрографических типов осадков в пределах водоема, особенно отличающегося морфологически расчлененным дном, достаточно сложно. В общей схеме, в мелководной прибрежной полосе господствуют более грубозернистые – песчано-алевритовые осадки, в центральной котловине – тонкозернистые, глинистые и глинисто-карбонатные. В деталях дело обстоит гораздо сложнее. На мелководном шельфе среди господствующих песчаных (а также алевритовых) осадков намечается много более или менее крупных пятен тонкозернистых глинистых отложений. Они приурочены к устьевым частям крупных равнинных рек, к разнообразным западинам дна как тектонического, так и эрозионного происхождения, к затишным околоостровным (и межостровным) участкам, к полуотшнурованным от основной массы моря заливам. На участках шельфа, прилегающих к пологим берегам, лишенным рек, а также под траекториями сильных течений накапливаются карбонатные осадки, по большей части биогенные, порою и химические. В центральной впадине бассейна всякое заметное повышение дна отвечает погребению осадка, вплоть до появления песков; центральные части котловин отличаются часто пелитоморфными карбонатными осадками, если глубины не очень значительны, < 3000–4000 м; в противном случае соотношения карбонатных и глинистых осадков с глубинами противоположные.

Несмотря на пестроту распределения на дне разных петрографических типов осадков, мы все же, руководствуясь закономерностями распределения элементов в ряду: пески – алевриты – глины – мергели – известняки, можем

быть уверены, что если бассейн принадлежит обычному типу гумидных водоемов и не имеет дополнительного питания эффузивным материалом, в его песчаных осадках будут встречены минимальные содержания элементов, в алевроитовых илах — более высокие, в глинистых — максимальные, в глинисто-карбонатных и карбонатных — вновь пониженные и минимальные. При этом огромный материал по современным и древним отложениям позволяет утверждать, что такого рода изменения концентраций будут свойственны как мелководной зоне с ее разнообразными петрографическими типами осадков, так и глубоководной области. Понятно, предусматривается, что мы имеем дело не с океаническими водоемами, а с эпиконтинентальными или краевыми морскими бассейнами.

Таким образом, закономерности распределения элементов в породах гумидного типа, изложенные в этой работе, позволяют геохимически истолковать обычные карты осадков, даваемые литологами, и заранее предвидеть основные главные черты распределения в них элементов. Если же известны минералогический состав осадков и степень сортированности частиц в более грубозернистых отложениях, то можно предвидеть уже не только общий тип распределения элементов в осадках, но более или менее уверенно говорить даже о какой-то из охарактеризованных выше модификаций типа. Несомненно, что при проверке путем непосредственных определений мы всегда получим более сложную и разнообразную картину распределения, ибо действительность сложнее любой схемы; в природе осложняющие действуют такие факторы, которые не уловишь при обозрении карты осадков, например: специфический состав одной какой-то части водосборной площади, обусловившей усиленный вынос некоторых элементов на определенную часть площади дна; диагенетические перераспределения элементов, вызвавшие их локальные повышенные содержания; экстрагирующая деятельность организмов, работающая в том же направлении, и т. д. Все это, конечно, делает реальную картину площадного распределения элементов в осадках более сложной, чем можно представить себе, опираясь на установленные закономерности. Но основные черты распределения, диктуемые этими закономерностями, несомненно, сохраняются, ибо иначе не могли бы быть раскрыты и закономерные связи петрографических типов пород с содержаниями в них элементов.

Сейчас, после того как картина распределения элементов в петрографическом ряду пород уже выяснена, чрезвычайный интерес в качестве второго этапа исследования представляет изучение площадного распределения элементов в осадках конкретных водоемов. Такого рода работа, однако, гораздо сложнее и не может быть поставлена на любом объекте, но лишь на тех, которые удовлетворяют требованию строгой и по возможности предельно узкой синхроничности разнотипных сопоставляемых осадков, ибо только в этом случае можно наилучшим образом гарантировать себя от осложняющего влияния изменений состава водосборной площади и других факторов. Ближе всего удовлетворяют этому требованию осадки современных водоемов, а также отложения некоторых древних водоемов Русской платформы и Западной Сибири, маломощные, стратиграфически хорошо расчлененные.

Проведение такого рода работ, как второго этапа изучения геохимии отложений гумидных зон, и имеется в виду в ближайшем будущем. *Но и до выполнения этих исследований уже установленные закономерности распределения элементов по основным петрографическим типам пород, как средство к общему наводящему геохимическому осмысливанию литологических данных, сохраняют силу.*

В изложенном, геохимическом материале имеется и еще одна сторона, представляющая интерес для фациального анализа осадочных пород. Распределение элементов в породах, как мы видели, стоит в тесной связи с физико-географическими условиями образования осадков.

Раз так, то естественно идти обратным путем и пытаться использовать данные по распределению элементов в данных породах для реконструкции каких-то черт фациальной обстановки их возникновения. Каких же именно?

Из предыдущего явствует, что это прежде всего интенсивность химического выветривания на водосборных площадях, а также степень сортирующего действия наддонной воды в конечном водоеме стока. Вполне вероятно, что наличие на водосборной площади бассейна каких-либо специфических пород отзовется в осадке аномально высокими содержаниями элементов, свойственных этим породам. Общеизвестно, например, что обилие в Халиловских рудах Ni, Co, Cr стоит в связи с наличием на водосборной площади озерного рудообразующего бассейна ультраосновных пород. Повышенные концентрации меди в пермских породах Приуралья ставят в связь с разрушением в перми колчеданного пояса Урала и т. д. Вот, в сущности, и все, что может дать для познания фациальных условий отложения тех или иных пород анализ состава и распределения в них элементов.

В то же время, *имеются такие стороны физико-географической обстановки, для раскрытия которых изучение состава элементов заведомо ничего дать не может.* Так, например, из данных, изложенных в этой книге, явствует, что ни содержания элементов в ряду песчаники–алевроиты–глины–мергели–известняки, ни самый характер (тип, модификация) их распределения не зависят от минерализации наддонной воды; они одинаковы и в пресноводных бассейнах, и в солоноватоводных, и в морских. Поэтому принципиально ошибочно до сих пор еще встречающиеся попытки привлечь к выяснению фациального типа водоемов гумидной зоны (пресные, солоноватые, морские) состав и распределение в их осадках элементов, в том числе и тех, какие изучены в этой работе. Геохимия, как показал опыт, может привлекаться к решению и таких вопросов, но геохимические показатели в этом случае должны быть иными; определения 14 изученных элементов во всяком случае для этих целей бесполезны. Поскольку этот вопрос уже был разобран недавно одним из авторов этой книги [Страхов, 1957], останавливаться на деталях здесь излишне.

## 2. Формы железа в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие

Если типы распределения элементов в породах гумидных зон контролируются условиями, господствовавшими на стадии седиментогенеза, то аутигенно-минералогические формы железа, а также состав и формы нахождения карбонатного материала в очень многом зависят от диагенетических преобразований поступивших в осадок веществ и потому могут служить ключом к познанию диагенетических процессов.

Первое, что представляет интерес при анализе аутигенно-минералогических форм железа в породах, это выяснение тех запасов реакционноспособного железа, какие имелись в осадке к началу его диагенетической переработки. За мерило этих запасов естественно принять массы железа в аутигенных железистых минералах, ныне представленных в породах, т. е., иначе говоря, суммы  $Fe_{\text{пир.}}^{2+} + Fe_{\text{HCl}}^{2+} + Fe_{\text{HCl}}^{3+}$ , когда в породах имеются достоверно первичные (остаточные) гидрогетиты (или гидрогематиты, гематиты); поскольку эта последняя форма железа в подавляющем большинстве случаев отсутствует, приходится иметь дело практически с суммой  $Fe_{\text{пир.}}^{2+} + Fe_{\text{HCl}}^{2+}$ .

В табл. 1 собраны соответствующие данные по всем анализированным в этой работе отложениям.

Таблица 1. Аутигенно-минералогическое железо в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР (в %)

| Тип, модификация и отложения                                     | Песчаники   | Алевриты  | Аргиллиты | Мергели | Известняки | Песчаники            | Алевриты | Аргиллиты | Мергели | Известняки |
|--|-------------|-----------|-----------|---------|------------|----------------------|----------|-----------|---------|------------|
|  | % от породы |           |           |         |            | % от валового железа |          |           |         |            |
| <b>I. Пестрый тип</b>  |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| <b>А. Фация конусов выноса</b>                                   |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Наддолинская и шаханская свиты                                   | 3,45        | 3,84      | 2,47      | —       | —          | 80,0                 | 78,0     | 54,0      | —       | —          |
| Надкарагандинская свита  | 4,28        | 4,32      | 2,98      | —       | —          | 85,3                 | 77,0     | 56,5      | —       | —          |
| <b>Б. Фация озерная</b>  |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Долинская свита  | 2,39        | 2,67      | 2,14      | —       | —          | 90,0                 | 82,5     | 73,0      | —       | —          |
| Наддолинская свита   | 2,84        | 2,91      | 2,07      | —       | —          | 83,0                 | 77,0     | 62,0      | —       | —          |
| <b>В. Фация прибрежного мелководья</b>                           |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Ашлярикская свита  | 3,31        | 3,73      | 5,03      | —       | —          | 81,0                 | 86,0     | 90,0      | —       | —          |
| Карагандинская свита   | 3,35        | 3,24      | 4,93      | —       | —          | 90,0                 | 80,0     | 92,0      | —       | —          |
| <b>II. Упорядоченный тип</b>                                     |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| <b>а) Сглаженная модификация</b>                                 |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Ерунаковская свита   | 1,84        | 2,60—3,18 | 3,44      | —       | —          | 83,3                 | 91,3     | 82,1      | —       | —          |
| Кемеровская толща  | 1,13        | 1,77      | 2,48      | —       | —          | 61,6                 | 67,6     | 92,2      | —       | —          |
| Алькаевская толща  | 1,93        | 2,75      | 3,21      | —       | —          | 77                   | 73       | 63,7      | —       | —          |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (континентальные) Должанского района | 2,18        | 2,72—3,27 | 1,78      | —       | —          | 97                   | 74—90    | 70        | —       | —          |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (континентальные) Боковского района  | 2,39        | 2,15      | 2,08      | —       | —          | 75                   | 6760     | —         | —       | —          |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (переходные) Должанского района      | 2,15        | 3,24—3,27 | 3,68      | —       | —          | 93                   | 83—68    | 70        | —       | —          |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (переходные) Боковского района       | 2,18        | 3,15      | 2,68      | —       | —          | 76                   | 76       | 54        | —       | —          |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (морские) Должанского района         | 2,08        | 3,15—4,80 | 4,88      | 2,40    | 1,09       | 77                   | 89—85    | 82        | 97      | 100        |
| C <sub>2</sub> <sup>6</sup> (морские) Боковского района          | 1,64        | 2,67      | —         | —       | —          | 65                   | 63       | —         | —       | —          |
| <b>б) Контрастная модификация</b>                                |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Ардатовские слои   | 0,25        | 1,63      | 3,69      | 4,99    | 1,43       | 44                   | 80       | 67        | 100     | 70?        |
| Пашийские слои   | 0,57        | 1,77      | 3,22      | —       | —          | 100                  | 88       | 60        | —       | —          |
| <b>в) С резким пелагическим выносом</b>                          |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| континентальные сталингорские слои Московской синеклизы          | 0,19        | 0,36      | 0,36—0,46 | —       | —          | 43                   | 47       | 31—36     | —       | —          |
| континентальные сталингорские слои Татарии                       | 0,38        | 1,53      | 1,86      | —       | —          | 60                   | 83       | 83        | —       | —          |
| Тульские слои Московской синеклизы                               | 0,21        | 0,38—0,50 | 0,68—1,39 | —       | 0,98       | 46                   | 40       | 37—57     | —       | 95         |
| <b>г) Со слабым пелагическим выносом</b>                         |             |           |           |         |            |                      |          |           |         |            |
| Кизеловские слои Татарии   | 0,78        | 1,79      | 3,58      | —       | —          | 84                   | 94       | 88        | —       | —          |
| Тульские слои Татарии  | 1,55        | 2,30      | 2,61      | 0,89    | 0,60—0,46  | 75                   | 70       | 56        | 53      | 100        |

Как видим, в подавляющем большинстве случаев массы реакционноспособного железа составляют от 55–60 до 90–97% валового его количества. При этом в ряду песчаники – алевриты – глины какой-либо постоянной схемы распределения реакционноспособного железа нет; в одних случаях наблюдается явное или даже значительное падение его масс от грубозернистых пород к тонкозернистым, в других – довольно равномерное распределение между членами ряда; иногда же – возрастание процентных содержаний этой формы железа от песков к глинам. Точно так же нет и каких-либо строго выдерживающихся закономерных соотношений между типами и модификациями распределения элементов и массами реакционноспособного железа. Можно отметить все же, что в модификациях упорядоченного типа распределения с пелагическим сдвигом масс, особенно с резкой формой сдвига, содержания реакционноспособного железа в прибрежных песчаных алевритовых и глинистых осадках значительно снижены по сравнению с содержаниями его в одноименных осадках в других модификациях; это и естественно.

Первичной формой реакционноспособного железа в момент образования осадка были более или менее обводненные гидрогётиты. Из этой исходной формы путем редуцирования  $Fe^{3+}$  в  $Fe^{2+}$  и комбинирования  $Fe^{2+}$  с различными анионами в диагенезе получалось все разнообразие железосодержащих аутигенных минералов. Поскольку единственным агентом, способным к редукции железа, в осадке было органическое вещество, естественной является попытка сопоставить баланс аутигенных форм железа с содержанием органического вещества как остаточного, ныне отсутствующего в породе, так и условного – первичного, бывшего в осадке к моменту начала редукиции железа.

Анализ относящихся сюда данных (табл. 2, 3) показывает, что при одних и тех же массах захороненной органики аутигенное минералообразование в группе железа шло по-разному в пресноводно-озерных и морских отложениях.

Соотношения в пресноводно-озерных толщах показаны на рис. 2, где разные формы Fe даны в процентах от общей массы аутигенного железа. При очень малых содержаниях остаточного  $S_{орг.}$ , измеряемых от тысячных долей до 0,2–0,3%, в породах еще сохраняются первичные гидрогётиты в количествах, все более снижающихся по мере того, как накапливается  $S_{орг.}$ ; это придает породам красноватую окраску разной силы и оттенков. Как только содержания остаточного  $S_{орг.}$  переходят за грань 0,3%, окисное железо оказывается нацело редуцированным, и породы приобретают зеленые, серые и зеленовато-серые тона. Определяемые в таких породах небольшие количества  $Fe_2O_3$  в солянокислой вытяжке (от сотых долей до 0,2–0,3%) обязаны по большей части начавшемуся окислению закисных минералов при лежании карбонного материала, либо окислению при подготовке образцов к анализу (растирание), т.е. имеют вторичное происхождение. При содержаниях  $S_{орг.}$  0,3% окисное реакционно-способное железо из состава пород исчезает, переходя в закисное – карбонато-лептохлоритовое и пиритное. Количественные соотношения между этими последними формами Fe очень своеобразны: железо карбонатно-лептохлоритовое составляет обычно 97–98% всего закисного Fe; железо же пиритное измеряется 1–3% от общей суммы закисного, что отвечает немногим сотым долям процента, если считать его на породу. В высшей степени характерно, что содержание  $Fe_{пир.}^{2+}$  в этом случае не зависит от петрографического типа породы: оно одинаково в песчаниках, алеврититах, глинах. Не зависит оно также и от процентного содержания органического вещества в осадках. Последнее обстоятельство доказывает, что органическая сера не играет заметной роли в пиритообразовании, и указание на этот счет в одном из предыдущих сообщений [Страхов и Залманзон, 1955] при дальнейшей работе не подтвердилось.

Таблица 2. Распределение  $Fe_{\text{пир.}^{2+}}$  в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР

| Фациальный тип отложений  | Песчаники     | Алевролиты | Аргиллиты          | Мергели | Известняки | Песчаники                           | Алевролиты | Аргиллиты | Мергели | Известняки |
|---|---------------|------------|--------------------|---------|------------|-------------------------------------|------------|-----------|---------|------------|
|   | в % от породы |            |                    |         |            | в % от реакционно-способного железа |            |           |         |            |
| <i>Отложения пресноводных, слабо сульфатных бассейнов</i>   |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| I. Фация конусов выноса и сухих равнин  |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Наддолинская и шаханская свиты  | 0,22          | 0,05       | 0,07               | —       | —          | 6,3                                 | 1,0        | 3,0       | —       | —          |
| Надкарагандинская свита   | 0,09          | 0,05       | 0,05               | —       | —          | 2,0                                 | 1,0        | 1,7       | —       | —          |
| II. Фация открытых озерных водоемов   |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Ерунаковская свита  | 0,55          | 0,06–0,07  | 0,06               | —       | —          | 3,0                                 | 2,5–2,3    | 2,0       | —       | —          |
| III. Фация озерно-болотная с низовьями рек  |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Долинская свита   | 0,11          | 0,05       | 0,04               | —       | —          | 4,0                                 | 2,0        | 2,0       | —       | —          |
| Свита $C_2^6$ Донбасса в Должанском районе  | 0,02          | 0,05–0,9   | 0,05               | —       | —          | 1,0                                 | 2,0–3,0    | 6,0       | —       | —          |
| Кемеровская свита   | 0,03          | 0,02       | 0,08               | —       | —          | 3,0                                 | 1,2        | 3,0       | —       | —          |
| Алькаевская свита   | 0,02          | 0,03       | 0,03               | —       | —          | 1,0                                 | 1,0        | 1,0       | —       | —          |
| <i>Отложения пресноводных или слабо осолоненных бассейнов (с водой, богатой <math>SO_4^{2-}</math>)</i> |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Озерные отложения наддолинской свиты  | 0,05          | 0,32       | 0,12               | —       | —          | 2,0                                 | 11,0       | 6,0       | —       | —          |
| Сталиногорские слои Подмосковья   | 0,19          | 0,11       | 0,16–0,24          | —       | —          | 100,0                               | 30,0       | 44,0–52,0 | —       | —          |
| То же, Татарии  | 0,17          | 1,15       | 0,51               | —       | —          | 44,5                                | 75,0       | 27,0      | —       | —          |
| Свита $C_2^6$ Донбасса, Боковский район   | 0,01          | 0,21–0,67  | —                  | —       | —          | 0,3                                 | 10,0       | 32,0      | —       | —          |
| <i>Переходные отложения свиты <math>C_2^6</math> Донбасса (с изменчивой водой)</i>                      |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Должанский район  | 0,14          | 0,05–0,67  | 0,40               | —       | —          | 6,5                                 | 1,6–25,0   | 19,0      | —       | —          |
| Боковский район   | 0,04          | 0,07       | 0,17               | —       | —          | 1,8                                 | 2,2        | 6,4       | —       | —          |
| <i>Морские отложения</i>  |               |            |                    |         |            |                                     |            |           |         |            |
| Свита $C_2^6$ Донбасса, Должанский район  | 0,02          | 0,11–1,01  | 0,66               | 0,34    | 0,15       | 1,0                                 | 3,5–21,0   | 13,5      | 14,2    | 14,0       |
| То же, Боковский район  | 0,14          | 0,22       | —                  | —       | —          | 8,5                                 | 8,2        | —         | —       | —          |
| Карагандинская свита  | 0,12          | 0,15       | 2,03               | —       | —          | 3,5                                 | 4,6        | 41,2      | —       | —          |
| Ашлярикская свита   | 0,11          | 0,44       | 0,62               | —       | —          | 3,0                                 | 11,8       | 12,3      | —       | —          |
| Кизеловские слои  | 0,66          | 1,15       | 2,77               | —       | —          | 85,0                                | 64,0       | 77,0      | —       | —          |
| Тульские слои Подмосковья   | 0,21          | 0,15–0,20  | 0,49–0,88          | —       | 0,50       | 100,0                               | 53,0–30,0  | 72,0–63,0 | —       | 51,0       |
| То же, Второго Баку   | 1,25          | 1,83       | 1,92               | 0,51    | 0,42–0,21  | 80,0                                | 79,0       | 74,0      | 57,0    | 70,5       |
| Ардатовские слои  | 0,12          | 0,09       | 0,91               | 2,33    | 0,97       | 48,0                                | 5,5        | 24,6      | 46,6    | 68,0       |
| Пашийские слои  | 0,16          | 0,15       | 0,37               | —       | —          | 28,3                                | 8,5        | 11,5      | —       | —          |
| Кыновские слои  | —             | 0,22       | 0,32               | 0,27    | —          | —                                   | 10,0       | 11,8      | 20,0    | —          |
| Шугуровские слои  | —             | 0,50       | 0,57 <sup>1)</sup> | 1,02    | —          | —                                   | 32,5       | 18,0      | 53,0    | —          |
| Доманиковские слои  | —             | —          | 1,32               | 0,72    | —          | —                                   | —          | 82,0      | 63,1    | —          |

Таблица 3. Распределение  $Fe_{HCl}^{2+}$  в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР

| Фациальный тип отложений   | Песчаники     | Алевролиты | Аргиллиты          | Мергели   | Известняки | Песчаники                           | Алевролиты | Аргиллиты | Мергели | Известняки |
|--|---------------|------------|--------------------|-----------|------------|-------------------------------------|------------|-----------|---------|------------|
|  | в % от породы |            |                    |           |            | в % от реакционно-способного железа |            |           |         |            |
| <i>Отложения пресноводных, слабо сульфатных бассейнов</i>  |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| I. Фация конусов выноса и сухих равнин   |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Наддолинская и шаханская свиты   | 3,23          | 3,79       | 2,40               | —         | —          | 93,7                                | 99,0       | 97,0      | —       | —          |
| Надкарагандинская свита  | 4,19          | 4,27       | 2,93               | —         | —          | 98,0                                | 99,0       | 98,3      | —       | —          |
| II. Фация открытых озерных водоемов  |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Ерунаковская свита   | 1,79          | 2,54–3,11  | 3,38               | —         | —          | 97,0                                | 97,7–97,5  | 98,0      | —       | —          |
| III. Фация озерно-болотная с низовьями рек   |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Долинская свита  | 2,28          | 2,62       | 2,10               | —         | —          | 96,0                                | 98,0       | 98,0      | —       | —          |
| Свита $S_2^6$ Донбасса в Должанском районе   | 2,16          | 2,62–3,22  | 1,73               | —         | —          | 99,0                                | 97,0–98,0  | 94,0      | —       | —          |
| Кемеровская свита  | 1,09          | 1,75       | 2,45               | —         | —          | 97,0                                | 98,8       | 97,0      | —       | —          |
| Алыкаевская свита  | 1,91          | 2,72       | 3,18               | —         | —          | 99,0                                | 99,0       | 99,0      | —       | —          |
| <i>Отложения пресноводных или слабо солоноватоводных бассейнов (с водой, богатой <math>SO_4^{2-}</math>)</i> |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Озерные отложения наддолинской свиты   | 2,79          | 2,59       | 1,98               | —         | —          | 98,0                                | 89,0       | 94,0      | —       | —          |
| Сталиногорские слои Подмосковья  | —             | 0,25       | 0,20–0,22          | —         | —          | —                                   | 70,0       | 48,0–56,0 | —       | —          |
| То же, Татарии   | 0,21          | 0,38       | 1,35               | —         | —          | 55,5                                | 25,0       | 73,0      | —       | —          |
| Свита $S_2^6$ Донбасса, Боковский район  | 2,38          | 1,93       | 1,43               | —         | —          | 99,7                                | 80,0       | 68,0      | —       | —          |
| <i>Переходные отложения свиты <math>S_2^6</math> Донбасса (с изменчивой водой)</i>                           |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Должанский район   | 2,01          | 2,58–3,19  | 3,28               | —         | —          | 93,5                                | 72,0–98,4  | 81,0      | —       | —          |
| Боковский район  | 2,14          | 3,08       | 2,51               | —         | —          | 98,2                                | 97,8       | 93,6      | —       | —          |
| <i>Морские отложения</i>   |               |            |                    |           |            |                                     |            |           |         |            |
| Свита $S_2^6$ Донбасса, Должанский район   | 2,06          | 3,04–3,79  | 4,22               | 2,06      | 0,94       | 99,0                                | 79,0–96,5  | 86,5      | 85,8    | 86,0       |
| То же, Боковский район   | 1,63          | 2,45       | —                  | —         | —          | 91,1                                | 91,8       | —         | —       | —          |
| Карагандинская свита   | 3,23          | 3,09       | 2,90               | —         | —          | 96,5                                | 95,4       | 58,8      | —       | —          |
| Ашлярикская свита  | 3,20          | 3,31       | 4,41               | —         | —          | 97,0                                | 88,2       | 87,7      | —       | —          |
| Кизеловские слои   | 0,12          | 0,64       | 0,81               | —         | —          | 15,0                                | 36,0       | 23,0      | —       | —          |
| Тульские слои Подмосковья  | —             | 0,18       | 0,35               | 0,19–0,51 | 0,48       | —                                   | 47,0–70,0  | 28,0–37,0 | —       | 49,0       |
| То же, Татарии   | 0,30          | 0,47       | 0,69               | 0,38      | 0,18–0,23  | 20,0                                | 21,0       | 26,0      | 43,0    | 52–30      |
| Ардатовские слои   | 0,13          | 1,54       | 2,78               | 2,66      | 0,46       | 52,0                                | 94,5       | 75,4      | 53,6    | 32,0       |
| Пашийские слои   | 0,41          | 1,62       | 2,85               | —         | —          | 71,9                                | 91,5       | 88,5      | —       | —          |
| Кыновские слои   | —             | 1,89       | 2,57               | 1,17      | —          | —                                   | 90,0       | 88,2      | 80,0    | —          |
| Шугуровские слои   | —             | 1,92       | 2,65               | 0,89      | —          | —                                   | 67,5       | 82,0      | 47,0    | —          |
| Доманиковские слои   | —             | —          | 0,24 <sup>1)</sup> | 0,42      | —          | —                                   | —          | 18,0      | 36,9    | —          |

<sup>1)</sup> Горючие сланцы

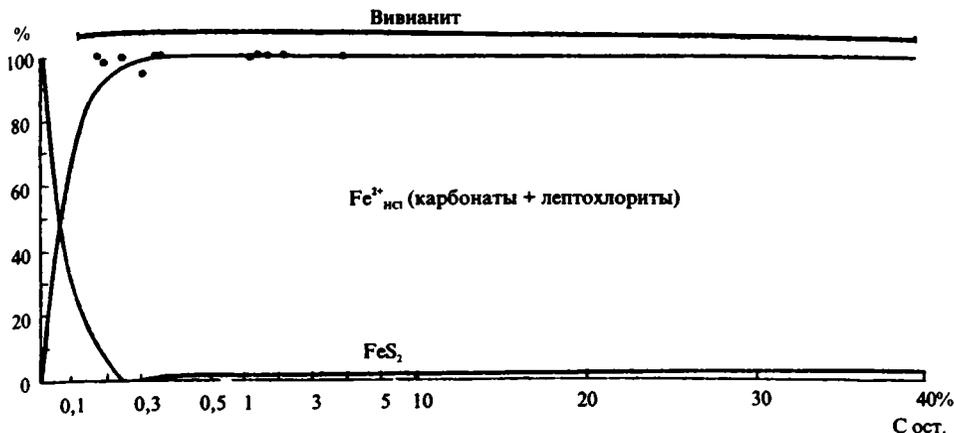


Рис. 2. Аутигенно-минералогические формы железа в отложениях пресных водоемов с водой, бедной  $\text{SO}_4^{2-}$

Весьма типично для пресноводно-озерных комплексов, что, когда среди них встречаются угли, они оказываются малосернистыми (Кузбасс, ряд пластов среди континентальных свит Караганды).

Среди ископаемых угленосных толщ пресноводного генезиса накоплений фосфатов железа пока не констатировано, но среди современных озерно-болотных осадков давно известны находения вивинанита, поэтому вивинанит показан на рис. 2 над диаграммой как возможный компонент пресноводного парагенезиса железистых минералов.

Учитывая неодинаковое развитие закисных и окисных форм железа в пресноводно-озерных отложениях с разным содержанием  $\text{C}_{\text{орг.}}$ , диаграмма рис. 2 может быть подразделена на две существенно разные части: поле красноцветной фации с остаточным гидрогетитом или гематитом, где содержания  $\text{C}_{\text{орг.}}$  ниже 0,3%, и поле сероцветной сидеритово-хлоритовой фации, при содержаниях  $\text{C}_{\text{орг.}}$  > 0,3%. В связи с ничтожным количеством пирита, поле пиритовой фации в осадках пресноводных водоемов (с ничтожным содержанием  $\text{SO}_4^{2-}$  в наддонной воде) отсутствует.

Чрезвычайно важно отметить, что в разрезе озерных осадков от прибрежной зоны к центру водоема далеко не всегда красноцветная фация располагается у берега, а сероцветная более центрально. Нередко существуют и обратные соотношения: серо-зеленые песчано-алевритовые породы — у берегов, а красные глинистые — в центре. Такая ситуация, например, по данным В.В.Копериной, имеет место в шаханской и карагандинской свитах Караганды. Эти «аномалии», конечно, не случайны; все определяется соотношениями количеств реакционноспособного железа и органического материала в исходных осадках. Когда  $\text{C}_{\text{орг.}}$  в глинах мало, а способного к редуции железа много, большие массы остаточного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  придают глинам красную окраску; при том же количестве исходной органики, но гораздо меньшей массе реакционноспособного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , в песчаниках и алевролитах окислы железа успевают нацело или в большей своей части редуцироваться, и эти более грубозернистые породы приобретают серый цвет. Возникает обратное распределение окрасок пород на поперечном разрезе через водоем.

Значительно сложнее обстоит дело в морских и солоноватоводных бассейнах (лагунах, озерах), с водой, богатой ионом  $\text{SO}_4^{2-}$  (рис. 3).

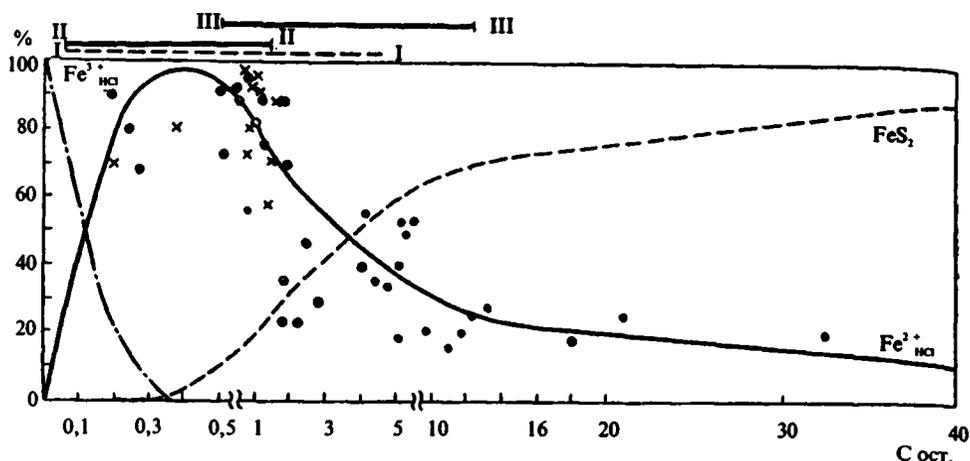


Рис. 3. Аутигенно-минералогические формы железа в отложениях морских и солоноватоводных бассейнов, богатых  $\text{SO}_4^{2-}$

I – вивианит; II – глауконит; III – парагенезис железистых минералов в сероводородных бассейнах. Кружки – усредненные величины; кресты и точки – частные анализы

При очень малых содержаниях  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадке (меньше 0,3–0,4% остаточного углерода) в отложениях этого фациального типа еще присутствует реакционноспособное легкоподвижное  $\text{Fe}^{3+}$ ; при  $\text{C}_{\text{орг}}$  равном 0,3–0,4% оно исчезает и формируются лишь аутигенные минералы закиси железа.

Одновременно, благодаря обилию  $\text{SO}_4^{2-}$  в исходной иловой воде начинается усиленная редукция сульфатов и генерация за счет них  $\text{FeS}_2$ . Накопление больших или меньших количеств пирита (или марказита) и является поэтому характерной особенностью отложений морских и солоноватоводных бассейнов с водой, богатой  $\text{SO}_4^{2-}$ , в отличие от пресноводно-озерных. В осадках слабо солоноватых водоемов наряду с пиритом формируется иногда и пирротин, т. е. моносulfид Fe (Керченские руды). Как видно из табл. 67 и фиг. 69 в ряду пород: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели–известняки минимальное содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}$  наблюдается в песках, в алевролитах его больше, а в аргиллитах – максимальное количество; к мергелям содержание пирита обычно падает, и в известняках становится минимальным, хотя обычно и больше, чем в песчаниках. Содержания  $\text{Fe}_{\text{НСI}^{2+}}$  показывают в общем такого же рода распределение. При общем сходстве кривых, соотношения между  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НСI}^{2+}}$  в изучаемом ряду, однако, не остаются постоянными. В большинстве случаев процентное содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ , высчитанное от суммы железа аутигенного, более или менее отчетливо нарастает от песчаников к известнякам. Иначе говоря, по мере перехода от грубозернистых прибрежных осадков к более тонкозернистым глинистым и глинисто-карбонатным железо пиритное во все большей степени вытесняет железо карбонатно-хлоритное, хотя почти никогда не приводит к полному уничтожению последнего. В некоторых случаях это правило нарушается и пиритное железо (в процентном выражении от аутигенного) оказывается максимальным – до 100% – в прибрежных песчаных породах. Такого рода соотношения вызываются чаще всего аномально высоким содержанием органического вещества в песчаных осадках, примером чему могут служить тульские породы Второго Баку. Но повышенное накопление пирита в песчаниках сочетается

иногда с очень низким содержанием в них  $C_{орг.}$ . В этих случаях причину аномалии приходится искать в перемещении в пески  $FeS_2$  из глин в ходе диагенеза; так обстоит дело, например, в тульских породах Подмосковья, кизеловских, ардаатовских и пашийских породах Второго Баку. Понятно, что этот вторичный занос в пески  $Fe_{пир.}^{2+}$  в диагенезе не отменяет охарактеризованных выше закономерных соотношений  $Fe_{пир.}^{2+}$  и  $Fe_{HCl}^{2+}$ , но только усложняет их.

Чрезвычайно интересны соотношения между разными аутигенно-минералогическими формами железа и содержанием органического вещества в тонкозернистых глинистых осадках. Как видно из диаграммы (фиг. 69), с увеличением остаточного  $C_{орг.}$  (что отвечает, конечно, увеличению и первоначальной массы органики в осадке) растет и содержание пирита за счет одновременного сокращения закисных легкоподвижных карбонатно-силикатных форм железа. Вначале, до содержаний  $C_{орг.}$  4–6%, рост этот идет довольно интенсивно и содержание  $Fe_{пир.}^{2+}$  увеличивается почти пропорционально росту  $C_{орг.}$ , но затем темп прироста  $Fe_{пир.}^{2+}$  все ослабевает и при значениях  $C_{орг.}$  свыше 10% увеличение органического вещества едва сказывается на приросте пирита. Очень важны также две другие особенности этого процесса. Из расположения точек на диаграмме видно, что одному и тому же содержанию органического (остаточного) углерода могут отвечать весьма разные соотношения  $Fe_{пир.}^{2+}$  и  $Fe_{HCl}^{2+}$ , особенно в интервале величин  $C_{орг.}$  от 1,5 до 3%. С другой стороны, даже при больших содержаниях  $C_{орг.}$  в осадке лишь очень редко доходит до полного вытеснения  $Fe_{HCl}^{2+}$  железом пиритным; как правило же, всегда остается большее или меньшее количество карбонатного или лептохлоритового железа. Оба эти обстоятельства наглядно показывают, что *связь форм железа с  $C_{орг.}$  имеет обций и качественный характер, но не строго количественный.*

В результате описанных изменений в соотношениях  $Fe_{пир.}^{2+}$  и  $Fe_{HCl}^{2+}$  диаграмма (фиг. 69) ясно распадается на три поля, отвечающих трем геологическим фациям: а) *красноцветной окислительной фации*, развитой при  $C_{орг.}$  меньше 0,3% с наличием значительных масс  $Fe_2O_3$  легко растворимых в HCl; б) *сероцветной слабо и умеренно восстановительной сидеритовой* (точнее, сидеритово-хлоритовой) *фации* с преобладанием  $Fe_{HCl}^{2+}$  и с меняющимися соотношениями сидерита и шамозита при  $C_{орг.}$  больше 0,3% и меньше 4%; в) *темноцветной пиритовой сильно восстановительной фации* с резким преобладанием пирита над  $Fe_{HCl}^{2+}$  при  $C_{орг.}$  больше 4%.

Кроме уже охарактеризованных аутигенных железистых минералов, в парагенезис их, свойственный водоемам солоноватым и нормально-морским, входят еще три: вивианит, пирротин и глауконит. Как показывает пример Керченского железорудного бассейна, вивианит в осадках солоноватых водоемов может развиваться порою в значительных количествах; но сами такие случаи единичны и потому вивианит должен рассматриваться как нетипичный (нехарактерный) минерал для железистых парагенезов осадков солоноватого типа. Его положение в шкале значений  $C_{орг.}$  показано на диаграмме (см. рис. 3) по данным о керченских рудах. То же относится к пирротину. Глауконит является, как известно, типичным минералом нормально-соленых морей. Его возникновение требует окислительной или нейтральной по Eh среды и локализуется в верхней окислительной пленке осадка в стадию окислительного минералообразования на фоне низких содержаний  $C_{орг.}$ .

Сопоставляя парагенезисы аутигенно-минералогических форм железа в пресноводно-озерных и морских водоемах, четко улавливаем их отличия. В озерных осадках наблюдается сочетание резкого доминирования карбонатов железа и лептохлоритов с нередко сильным развитием вивианита и всегда с весьма слабым – пирита. В закисном поле связь между формами железа и содержанием  $C_{орг.}$  отсутствует. В отложениях нормально-соленых морей вивианит

нит исчезает из парагенеза, зато развивается глауконит; пирит, как правило, развит заметно или сильно, а порою и доминирует над всеми другими аутигенными минералами железа. В закисном поле имеется ясная связь между содержаниями  $C_{\text{орг}}$  и формами железа, но она имеет общий качественный, а не количественный характер.

Эти различия парагенезиса железистых минералов по мере перехода от пресноводных озер к морям легко объяснимы. Так, исчезновение вивианита при осолонении воды происходит, по всей вероятности, в силу того, что комбинация  $\text{Ca}^{2+}$  с  $\text{PO}_4^{3-}$  в условиях возрастающего содержания в воде  $\text{Ca}^{2+}$  достигает насыщения скорее, чем комбинация  $\text{PO}_4^{3-}$  с  $\text{Fe}^{2+}$ , учитывая малые в общем содержания  $\text{Fe}^{2+}$  в иловой воде морей. Образование глауконита есть, конечно, следствие накопления в морской воде калия (К). Усиление пиритообразования – результат резкого обогащения наддонной воды ионом  $\text{SO}_4^{2-}$ , диффузно проникающим в ил по мере того, как усиливается редукция первоначально захваченных осадком порций  $\text{SO}_4^{2-}$  в иловой воде. Сложность соотношений в закисном поле между формами железа и органическим веществом и наличие здесь только общих качественных, а не количественных связей объясняются действием ряда иногда противоположно влияющих факторов.

В первую очередь это, конечно, влияние качественного состава органического вещества. Мы знаем, что редукция  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{S}^{2-}$  идет биологическим путем, с помощью бактерий-десульфатизаторов и их ферментов – в более глубоких горизонтах осадка. Но для поддержания бактериальной и ферментативной жизнедеятельности необходимы не всякие, а лишь некоторые (в разных случаях – разные) органические вещества. Неодинаковое содержание их в одинаковых по общей массе исходных количествах органических веществ в осадках ведет к тому, что редукция  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{S}^{2-}$  совершается с разной силой, и одному и тому же  $C_{\text{орг}}$  отвечают разные соотношения  $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ . Иначе говоря, качественный состав органической массы то усиливает действие ее количества, то тормозит влияние количественного фактора. Отсюда значительный разброс точек около кривых  $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ ; на это уже обращалось внимание в одном из предыдущих сообщений [Страхов, Залманзон, 1955].

Очень важным фактором в истории образования аутигенных железистых минералов является наличие взмучиваний осадка или нарушение его сплошности илоедами. Легко понять, что если осадок, даже богатый органическим веществом, во время нахождения на восстановительной стадии будет более или менее часто (и глубоко) взмучиваться, то это будет всякий раз сопровождаться более или менее значительным насыщением осадком кислорода и окислением как органического вещества, так и закисных диагенетических минералов железа. Редукционные возможности первично захороненной органики пойдут в значительной степени по побочной линии – связывания свободного кислорода, и в конечном итоге парагенез закисных форм Fe окажется аналогичным тому, какой развивается в осадках с низким содержанием  $C_{\text{орг}}$ . Аналогичным образом действуют илоеды. По их трубчатым ходам, открытым на поверхности осадка, идет усиленное проникновение кислорода в восстановительную зону отложений; этот кислород расходуется потом на окисление органической массы осадка и закисных форм железа; в итоге развитие пирита задерживается. Нужно заметить, что как раз морские горючие сланцы нередко несут признаки и взмучивания и большой работы илоедов (кукерситовый горизонт, нижеволжские сланцы). Не удивительно поэтому, что в них порою удерживаются еще заметные массы  $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$ , несмотря на высокое содержание органического вещества, и что вообще в горючих сланцах с  $C_{\text{орг}} > 10\%$  накопление органического вещества крайне слабо сказывается на балансе аутигенно-минералогических форм железа.

Наконец, влияет и еще один фактор – скорость накопления осадка. Чтобы понять механизм его действия, необходимо иметь в виду следующее. Полное восстановление всех сульфатов захороненной в илах морской воды обычного состава может дать лишь 0,2%  $S^{2-}$  и такое же количество  $Fe_{\text{пир.}}^{2+}$ . Между тем, среднее содержание пиритного железа в морских породах, как мы знаем, часто составляет 0,5–0,8% и т. д., до 2,7%. Избыточные количества  $S^{2-}$  получают за счет диффузного подтока  $SO_4^{2-}$  из наддонной воды в ил по мере того, как в последнем первично содержащиеся сульфаты уничтожаются редукцией. Но проникновение иона  $SO_4^{2-}$  в ил становится тем более затруднительным, чем с более глубокими горизонтами осадка мы имеем дело; с некоторой же критической глубины, измеряемой, по-видимому, немногими метрами, оно вообще практически прекращается.

Заметим, что эта критическая глубина диффузии  $SO_4^{2-}$  в ил из наддонной воды заведомо много меньше тех глубин, на которых может идти (хотя и очень медленно) редукция сульфатов и которые достигают 7–12 м и больше.

Представим себе теперь, что скорость осадконакопления больше, чем скорость диффузии  $SO_4^{2-}$  из наддонной воды в ил. Тогда, очевидно, прекращение подачи этого иона в какой-либо горизонт осадка произойдет раньше, чем будут полностью использованы потенциальные редукционные способности захороненной в нем органики. В итоге иона  $S^{2-}$  (а значит и пиритного железа) в породе будет меньше, чем могло бы быть по содержанию исходной органической массы. В других случаях при меньшем содержании исходного органического вещества, но при замедленной седиментации, осадок дольше будет находиться в зоне, доступной проникновению в ил  $SO_4^{2-}$ , редукционные способности органики будут использованы полностью и содержание  $S^{2-}$  (а значит  $Fe_{\text{пир.}}^{2+}$ ) окажется таким же или даже большим, чем в случае быстрой седиментации. Таким образом, скорость осадконакопления может то способствовать полному развитию редукционных процессов и обогащению осадка  $Fe_{\text{пир.}}^{2+}$ , то, наоборот, тормозить эти процессы. А это, в свою очередь, будет зашувивать связи между балансом аутигенно-минералогических форм железа и органическим веществом.

Итак, соотношения между  $Fe_{\text{НСI}}^{2+}$  и  $Fe_{\text{пир.}}^{2+}$  в закисном поле морских и соленатоводных пород являются функцией многих переменных: а) количества захороненной органики; б) качества ее; в) наличия и степени взмучивания осадка и действия илоедов; г) скорости седиментации. Из них второй фактор может то усиливать, то ослаблять действие первого; третий фактор всегда противодействует влиянию первого; четвертый действует то согласно с первым, то противоположно ему. Все это, вместе взятое, и приводит к тому, что соотношения между балансом аутигенно-минералогических форм железа и органическим веществом в закисном поле морских пород приобретают сложный характер, и связь между ними получает характер общий, качественный, но не количественный.

### 3. Состав, распределение и генезис карбонатов, диффузно-рассеянных в озерных и морских отложениях гумидных зон

Суммарная карбонатность пород оценивается по количеству  $CO_2$ , определяемого в аппарате Кюпа-Фрезениуса.

Из табл. 4 наглядно видно, что в континентальных и переходных песчано-алев-ролитово-глинистых отложениях гумидных зон общая карбонатность чрезвычайно низкая, порядка 1–5%  $CO_2$ . При этом содержание карбонатов отличается большой пестротой: наряду с образцами, содержащими  $CO_2$  в 2–3–4

Таблица 4. Общая карбонатность (по CO<sub>2</sub>) пород верхнепалеозойских гундидных зон СССР (в %)

| Фацция и свита                                | Песчаники | Алевриты | Аргиллиты | Мергели | Известняки глинистые | Известняки |
|---|-----------|----------|-----------|---------|----------------------|------------|
| <i>Фацция конусов выноса и сухих равнин</i>   |           |          |           |         |                      |            |
| Наддолинская и шаханская свиты                | 3,15      | 3,70     | 2,10      | —       | —                    | —          |
| Надкарагандинская свита                       | 3,87      | 1,51     | 0,45      | —       | —                    | —          |
| <i>Фацция речных русел и пойм</i>             |           |          |           |         |                      |            |
| Ерунаковская свита                            | 4,26      | 3,61     | —         | —       | —                    | —          |
| Ерунаковская свита                            | 4,24      | 4,73     | —         | —       | —                    | —          |
| <i>Фацция открытых озерных водоемов</i>       |           |          |           |         |                      |            |
| Ерунаковская свита                            | 4,29      | 4,94     | 3,50      | —       | —                    | —          |
| <i>Фацция застойных водоемов</i>              |           |          |           |         |                      |            |
| Ерунаковская свита                            | —         | 4,24     | 2,30      | —       | —                    | —          |
| <i>Фацция озерно-болотная с низовьями рек</i> |           |          |           |         |                      |            |
| Наддолинская свита                            | 6,58      | 4,33     | 0,71      | —       | —                    | —          |
| Долинская свита                               | 2,02      | 1,85     | 0,69      | —       | —                    | —          |
| Сталиногорская свита Подмосковья              | 0,17      | 0,04     | 0,14      | —       | —                    | —          |
| То же, Татарии                                | 3,08      | 0,50     | 0,97      | —       | —                    | —          |
| Свита С <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса    | 2,00      | 1,61     | 0,05      | —       | —                    | —          |
| То же   | 2,31      | 2,29     | 0,64      | —       | —                    | —          |
| Кемеровская свита                             | 1,35      | 1,76     | 2,19      | —       | —                    | —          |
| Алыкаевская свита                             | 3,81      | 1,92     | 2,92      | —       | —                    | —          |
| Нилеждуйская свита Сахалина                   | 2,50      | 1,96     | 0,86      | —       | —                    | —          |
| Углегорская свита Сахалина                    | 1,80      | 1,30     | 0,86      | —       | —                    | —          |
| <i>Переходные отложения</i>                   |           |          |           |         |                      |            |
| Свита С <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса    | 2,04      | 1,43     | 0,96      | —       | —                    | —          |
| <i>Морские отложения</i>                      |           |          |           |         |                      |            |
| Свита С <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса    | 2,64      | 2,42     | 3,05      | 26,20   | —                    | 41,74      |
| Ашлярикская свита                             | 3,93      | 2,77     | 2,89      | —       | —                    | —          |
| Карагандинская свита                          | 3,81      | 4,19     | 3,45      | —       | —                    | —          |
| Кизеловские слои                              | 3,62      | 0,45     | 0,46      | —       | —                    | —          |
| Тульские слои Московской синеклизы            | 0,21      | 0,18     | 0,09      | —       | 34,26                | 42,68      |
| Тульские слои Татарии                         | 2,09      | 2,70     | 0,94      | 20,72   | 39,09                | 40,22      |
| Пашийские слои                                | 0,69      | 0,64     | 0,63      | —       | —                    | —          |
| Краснопольевская свита Сахалина               | 3,1       | 0,89     | —         | —       | —                    | —          |
| Такарадийская свита Сахалина                  | 2,4       | 0,6      | 0,84      | —       | —                    | —          |
| Холмско-Невельская свита Сахалина             | 2,8       | 1,4      | 0,76      | —       | —                    | —          |
| Курасийская свита Сахалина                    | —         | 0,85     | —         | —       | —                    | —          |

раза выше среднего уровня, нередко встречаются образцы с едва определимым количеством  $\text{CO}_2$  и даже совсем без неё. И все же, несмотря на такую пестроту, при оперировании средними содержаниями  $\text{CO}_2$ , выведенными по значительному количеству образцов, *выступает чрезвычайно отчетливое тяготение карбонатов к самым прибрежным, песчаным отложениям водоемов, а также и рек; в тонкозернистых глинистых осадках карбонатность заметно, а иногда и очень резко, падает.*

В морских отложениях, когда они представлены только терригенными породами, карбонатность также очень низкая, в точности на том же уровне, что в одноименных озерных, и с тем же ярко выраженным тяготением  $\text{CO}_2$  к более грубозернистым песчаным отложениям при малых величинах ее в тонкозернистых глинистых породах.

В морских отложениях с более широким петрографическим профилем, включающим кроме терригенных еще и карбонатные осадки, прибрежные песчано-алевритово-глинистые накопления по-прежнему отличаются очень низкой и на этот раз довольно однообразной карбонатностью; в более пелагических отложениях содержание карбонатов резко возрастает, и глинистые (а иногда и алевритовые) осадки сменяются мергельными, а затем и чисто известковыми.

В химическом составе карбонатов в отложениях разных фациальных типов бросается в глаза их многокомпонентность и пестрота. Наряду с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , химический анализ всегда обнаруживают еще  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , часто в соизмеримых количествах; это становится особенно наглядным, если вычислять содержание каждого компонента от суммы карбонатов. В то же время соотношения компонентов, даже в одном и том же петрографическом типе пород и в образцах, взятых на близких расстояниях, весьма пестры, сильно меняются, так что содержания  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  могут колебаться от немногих процентов до 90–95% каждый, содержания  $\text{MgCO}_3$  – от нескольких до 25–35%, а  $\text{MnCO}_3$  – от долей процента до 7–10%. Локальные накопления то одного, то другого компонента или двух их и являются причиной отмеченных выше колебаний общей карбонатности осадка.

И все же, несмотря на изменчивость состава карбонатного материала в индивидуальных пробах, в средних цифрах по большому количеству определений выявляются характерные закономерности в размещении отдельных солей. Так, по немногим имеющимся анализам рассеянных карбонатов в континентальных третичных отложениях Сахалина (табл. 5) резко преобладает  $\text{FeCO}_3$ ; в морских же свитах не менее резко доминирует  $\text{CaCO}_3$  при полном нередко подавлении  $\text{FeCO}_3$ .

Здесь разница составов рассеянных карбонатов в разнофациальных отложениях выступает чрезвычайно наглядно и поучительно.

Точно также в свите  $\text{C}_2^6$  Донбасса (табл. 6) континентальные фации характеризуются в общем преобладанием  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{CaCO}_3$ , особенно ясным в алевролитах. В отложениях переходного лагунно-заливного типа роль  $\text{CaCO}_3$  увеличивается и он обычно, но не всегда (аргиллиты!), превалирует над  $\text{FeCO}_3$ . Наконец, в морских отложениях отмечается постоянное и притом значительное преобладание  $\text{CaCO}_3$  и в песчаниках, и в алевролитах, и в аргиллитах, не говоря уже о собственно карбонатных породах. Интересно, что все эти качественные изменения в песчано-глинистых породах происходят при их практически одной и той же общей низкой карбонатности. Таким образом, несмотря на сильную изменчивость состава рассеянных карбонатов в отдельных породах, их общий химический тип в свите  $\text{C}_2^6$  Донбасса явно зависит от фациального типа осадков. Бросается в глаза и еще один факт: поведение  $\text{MgCO}_3$  чрезвычайно сходно с поведением  $\text{FeCO}_3$ ; их кривые постоянно со-

Таблица 5. Состав карбонатов (в %) в разнофациальных третичных отложениях Сахалина (по Н.Г.Бродской)

| Свита и порода                   | Сумма карбонатов | CaCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
|----------------------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| <i>Морские отложения</i>         |                  |                   |                   |                   |                   |
| 1. Хандасинская свита            |                  |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники                        | 2,98             | 100               | —                 | —                 | —                 |
| »                                | 15,98            | 72,80             | 1,30              | 21,60             | 4,10              |
| »                                | 18,28            | 90,20             | 1,70              | 4,60              | 3,30              |
| Алевролиты                       | 4,53             | 97,57             | 2,42              | —                 | —                 |
| Аргиллиты                        | 3,76             | 100               | —                 | —                 | —                 |
| 2. Краснопольевская свита        |                  |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники                        | 21,74            | 77,70             | 1,10              | 14,30             | 6,90              |
| »                                | 10,02            | 51,70             | 1,76              | 25,50             | 20,20             |
| »                                | 4,09             | 80,20             | 0,90              | 18,30             | 0,50              |
| Алевролиты                       | 14,15            | 63,80             | 1,10              | 25,30             | 11,50             |
| Аргиллиты                        | 17,26            | 75,50             | 1,68              | 7,59              | 4,68              |
| 3. Уйникская свита               |                  |                   |                   |                   |                   |
| Алевролиты                       | 3,76             | 100               | —                 | —                 | —                 |
| <i>Континентальные отложения</i> |                  |                   |                   |                   |                   |
| Углегорская свита                |                  |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники                        | 9,68             | 15,40             | 12,60             | 65,60             | 6,30              |
| »                                | 10,37            | 20,00             | 7,50              | 72,70             | 6,80              |
| »                                | 14,10            | 24,90             | 0,62              | 52,20             | 22,20             |

гласно то воздымаются, то опускаются. Таким образом, MgCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> в разнофациальных породах С<sub>2</sub><sup>0</sup> Донбасса образуют единую группу, поведение которой резко отлично от поведения СаСО<sub>3</sub> и даже ему противоположно. Что касается MnCO<sub>3</sub>, то его поведение также близко к поведению группы FeCO<sub>3</sub> – MgCO<sub>3</sub>, но все же иногда показывает и своеобразные черты (например, в морских породах).

Близкую к описанной закономерность распределения аутигенных минералов наблюдал Г.Н.Бровков [1958] в терригенных породах нижнего аалена юго-восточного Дагестана. В русловых песчаниках и алевролитах здесь присутствует небольшое количество сидерита и анкерита, кальцит редок; в аналогичных породах фации подводной дельты и, в особенности, придельтовых кос и пересыпей преимущественное развитие получают сидерит и анкерит при продолжающемся все еще низком содержании кальцита; песчано-алевритовые породы морского мелководья выделяются уже резко возрастающей ролью кальцита и снижением почти вдвое количества сидерита и анкерита.

Далеко не всегда, однако, различия состава рассеянных карбонатов в озерных и морских отложениях выступают столь ясно, как в описанных случаях. Поля, в которые легли анализы карбонатов в озерных и морских отложениях Карагандинской угленосной толщи, чрезвычайно близки, по существу одни и те же. Это означает, что в данном случае вариации химического состава рассеянных карбонатов в отложениях разных фациальных типов весьма близки, практически одинаковы. Вполне вероятно, что при резком увеличении числа анализов, точки для разных фациальных обстановок спустятся на несколько разных участках одного и того же общего химического поля; но и в этом случае можно будет говорить лишь о второстепенных количественных изменениях, а не о глубоких качественных различиях химического состава карбонатов,

Таблица 6. Средний химический состав (в %) рассеянных карбонатов в породах гумидных зон

| Свита и порода                                     | умма р-<br>бонатов | CaCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
|--|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| <b>I. Свита С<sub>2</sub><sup>6</sup> Донбасса</b> |                    |                   |                   |                   |                   |
| <i>Континентальные отложения</i>                   |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники  | 5,20               | 40,24             | 1,98              | 42,25             | 15,40             |
| Алевролиты   | 10,70              | 32,14             | 2,04              | 47,30             | 18,52             |
| <i>Отложения переходной зоны</i>                   |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники  | 7,22               | 51,12             | 3,68              | 30,10             | 15,10             |
| Алевролиты   | 6,83               | 48,16             | 3,54              | 32,76             | 15,54             |
| Аргиллиты  | 4,78               | 28,46             | 4,81              | 38,70             | 28,03             |
| <i>Морские отложения</i>                           |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники  | 10,14              | 59,61             | 1,63              | 23,95             | 14,81             |
| Алевролиты   | 4,25               | 70,55             | 2,80              | 17,25             | 9,40              |
| Аргиллиты  | 15,46              | 61,35             | 2,40              | 22,51             | 13,74             |
| Мергели  | 57,47              | 85,78             | 0,36              | 6,05              | 7,81              |
| Известняки   | 95,01              | 96,32             | 0,09              | 0,97              | 2,62              |
| Доломитовые известняки                             | 90,38              | 74,94             | 0,19              | 2,82              | 22,03             |
| <b>II. Карагандинская угленосная толща</b>         |                    |                   |                   |                   |                   |
| <i>Фация конусов выноса и сухих равнин</i>         |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники (5 обр.)                                 | 12,18              | 83,35             | 3,61              | 7,67              | 5,37              |
| Алевролиты (3 обр.)                                | 16,01              | 25,95             | 3,99              | 59,54             | 10,52             |
| <i>Озерная фация</i>                               |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники (4 обр.)                                 | 14,67              | 53,65             | 1,68              | 30,23             | 14,44             |
| Алевролиты (1 обр.)                                | 10,05              | 56,12             | 1,49              | 23,99             | 18,40             |
| Аргиллиты (1 обр.)                                 | 11,25              | 17,16             | 5,78              | 60,09             | 16,97             |
| <i>Фация прибрежного мелководья</i>                |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники (6 обр.)                                 | 11,74              | 62,12             | 1,99              | 24,25             | 11,64             |
| Алевролиты (6 обр.)                                | 11,53              | 60,16             | 1,62              | 25,73             | 12,49             |
| Аргиллиты (3 обр.)                                 | 11,30              | 55,94             | 3,09              | 25,62             | 15,35             |
| <b>III. Ерунаковская свита Кузбасса</b>            |                    |                   |                   |                   |                   |
| <i>Аллювий</i>                                     |                    |                   |                   |                   |                   |
| Русловые песчаники                                 | 10,53              | 71,01             | 0,76              | 17,77             | 10,46             |
| Пойменные песчаники                                | 9,27               | 66,17             | 0,89              | 23,26             | 9,68              |
| Пойменные алевролиты                               | 11,14              | 60,6              | 1,16              | 29,32             | 8,92              |
| <i>Проточные озера</i>                             |                    |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники  | 11,18              | 64,16             | 0,96              | 24,88             | 10,00             |
| Алевролиты   | 12,85              | 61,35             | 1,15              | 27,71             | 9,79              |
| Аргиллиты  | 8,29               | 64,24             | 1,85              | 26,13             | 7,78              |
| <i>Застойные бассейны</i>                          |                    |                   |                   |                   |                   |
| Алевролиты   | 12,21              | 59,32             | 1,14              | 30,80             | 8,74              |
| Аргиллиты  | 8,90               | 58,16             | 1,93              | 29,26             | 9,86              |

рассеянных в озерных и морских породах. С другой стороны, рассеянные карбонаты в озерных породах угленосной толщи Кузбасса (?) тяготеют к нижней левой – “морской” части треугольника, т. е. как бы принимают морской облик, если сравнивать их с диаграммой донецких пород.

Таким образом, различия среднего состава рассеянных карбонатов в пресноводно-озерных и морских отложениях то проступают очень ярко, то сглаживаются и становятся плохо отличимыми.

Гораздо более отчетливое и постоянное различие показывает состав карбонатов в разных петрографических типах пород, отложенных внутри одного и того же водоема. Так,  $\text{CaCO}_3$  почти всегда явно тяготеет к песчаным (частью и алевритовым) осадкам, а  $\text{FeCO}_3$ , напротив, к более тонкозернистым – глинистым (иногда и алевритовым) (?). Иначе говоря,  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  в рассеянном карбонатном материале терригенных осадков, как озерных, так и морских, ведут себя как антагонисты, причем этот антагонизм порою проявляется чрезвычайно резко, в других же случаях – приглушенно, ослабленно. За  $\text{FeCO}_3$  обычно следуют  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , особенно это проявляется у марганца; но порою в их поведении проскальзывает известная двойственность: у одних пород (или образцов) они следуют за  $\text{FeCO}_3$ , у других – за  $\text{CaCO}_3$ .

В морских мергельно-известковых породах по мере общего возрастания массы карбонатного материала наблюдается тенденция к упрощению состава карбонатов. Количества  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  в общей массе карбонатов все уменьшаются и часто едва улавливаются. Накапливаются лишь  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , причем первый всегда преобладает над вторым и нередко очень сильно. В соответствии с упрощением химического состава карбонатного материала уменьшается и его изменчивость, сводясь лишь к колеблющимся соотношениям  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ , или минералов доломита и кальцита.

Таковы фактически наблюдаемые состав и распределение рассеянных карбонатов в отложениях гумидных зон. Рассмотрим теперь причины, обусловившие возникновение изложенных закономерностей.

Имеется ряд серьезных оснований считать, что *главная масса рассеянного карбонатного материала в песчано-алевритово-глинистых породах как континентальных, так и морских имеет диагенетическое происхождение*. Для  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , как соединений закиси Fe и Mn, это вполне очевидно [Страхов, 1953; Страхов и др., 1954]. В морских осадках гумидных зон  $\text{MgCO}_3$  возникает обычно благодаря редукции в диагенезе  $\text{MgSO}_4$  и последующему соосаждению углекислого магния частью совместно с  $\text{CaCO}_3$  в виде доломита, частью с  $\text{FeCO}_3$  в виде его изоморфной примеси; в отложениях озерных  $\text{MgCO}_3$  образуется в некоторых случаях таким же путем, в других (озерах, обладающих водой углемагниевого типа) путем соосаждения в диагенезе из иловой воды совместно с  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ . Что касается углекальциевой соли, то ее генезис в обломочных осадках гумидных зон двоякий: частично она поступает в осадок в ходе седиментогенеза по большей части биогенным путем, реже химическим осаждением; но некоторая часть  $\text{CaCO}_3$  имеет, несомненно, диагенетическое происхождение и связана отчасти с редукцией в илах  $\text{SO}_4^{2-}$  (от  $\text{CaSO}_4$ ), отчасти же – с выветриванием обломочных минералов в осадке под влиянием  $\text{CO}_2$ , генерируемой в изобилии при разложении органического вещества.

Сложное полигенное происхождение рассеянных карбонатов позволяет понять многое и в их распределении в песчано-алевритово-глинистых породах и прежде всего пестроту их химического состава. Причиной ее является диагенетическое перераспределение карбонатов, в ходе которого осуществляется их химическая дифференциация.

Известно, что физико-химическая обстановка в осадках отличается большой пестротой и сильной изменчивостью по pH, Eh и концентрации отдельных компонентов в иловой воде. Известно также, что условия осаждения разных карбонатных компонентов по тем же показателям неодинаковы; в частности, например, сидерит садится при меньших pH, чем кальцит, а последний

при меньших, чем доломит. При такой ситуации разные карбонаты по мере их генерации с неизбежностью начинали перераспределяться и накапливаться в разных точках осадка. Главенствующим процессом при этом было более или менее ясное обособление друг от друга  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$ ; углекислый марганец шел при этом в основном с железом; очень часто то же наблюдалось и с  $\text{MgCO}_3$ , но эта соль нередко следовала и за  $\text{CaCO}_3$  в виде доломита. Такого рода перераспределение карбонатов естественно порождало, с одной стороны, пестроту их состава в породах даже одного и того же петрографического типа и на близких расстояниях, с другой – общую неравномерность содержания карбонатов в породах, то их падение почти до нуля (и до реального отсутствия), то подъем содержаний до 10–12–15%.

Иной механизм контролировал возникновение то очень ярких, то сильно сглаженных различий в составе карбонатов пресноводно-озерных и морских осадков. Решающим фактором в данном случае было разное соотношение седиментационного и диагенетического процессов в формировании карбонатов. Чем сильнее был выражен седиментационный процесс, имеющий значение практически лишь для  $\text{CaCO}_3$ , тем больше роль углекальциевой соли в составе рассеянных карбонатов, тем больше подавлены остальные карбонатные компоненты; чем слабее роль седиментогенеза и больше роль диагенеза, тем сильнее выступают в составе карбонатов  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ .

Известно, что озера гумидных зон в норме не генерируют  $\text{CaCO}_3$  в седиментогенезе, морским же бассейнам гумидных областей в норме, напротив, свойственно биогенное осаждение некоторых количеств  $\text{CaCO}_3$  [Страхов, 1951]. Отсюда само собой получается, что в норме у озерных осадков следует ожидать более или менее ясно выраженное превалирование  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{CaCO}_3$ , в морских же отложениях, напротив, более или менее выраженное преобладание второго компонента над первым. Иначе говоря, нормой в фациальных соотношениях рассеянного карбонатного материала нужно считать случай, вскрываемый на примере угленосной толщи  $\text{C}_2^6$  Донецкого бассейна.

Легко понять, однако, что неизбежны и закономерные отклонения от нормы, притом в обе стороны.

Внутри влажных зон, как известно, существуют озера с жесткой водой, питаемые подтоком с водосборных площадей, изобилующих карбонатными породами. В этих озерах усиливается садка  $\text{CaCO}_3$ , что неизбежно приводит к возрастанию роли углекальциевой соли в составе рассеянных в отложениях карбонатов. Особенно типичны такие озера по окраинам влажных зон, в соседстве с зоной аридной; садка  $\text{CaCO}_3$  здесь сильно развита. Обогащаясь углекальциевой солью, рассеянные карбонаты в таких озерах сближаются по составу с карбонатами собственно морских отложений, приобретают, так сказать, морской облик. Так обстоит дело с озерными отложениями угленосных толщ Караганды и Кузбасса, располагавшихся в момент их формирования действительно у южной окраины влажного пояса верхнего палеозоя.

Наряду с описанным случаем принципиально возможен и другой – противоположного смысла. При некоторых специфических условиях (например, опреснении, пониженной температуре) генерация  $\text{CaCO}_3$  в седиментогенезе морского бассейна резко убывает до фактического прекращения. В составе рассеянных карбонатов в этих условиях па первый план неизбежно выдвигнутся  $\text{FeCO}_3$  и сопровождающий его  $\text{MgCO}_3$ ; карбонатный парагенезис в морских отложениях приобретет несвойственный ему характер озерного. В ископаемых морских осадках мы пока не можем указать достоверный пример такой ситуации. Но вполне вероятно, что он имеет место в майкопских и нижнемеловых отложениях Среднего Поволжья, отличающихся весьма малой общей карбонатностью, препятствующей проведению их химического анали-

за. Низкая карбонатность в данном случае, вероятно, и была вызвана подавлением седиментационной садки  $\text{CaCO}_3$ .

Тяготение  $\text{CaCO}_3$  к прибрежным песчаным или песчано-алевритовым осадкам древних озер и морей имеет сложное происхождение. Отчасти оно является результатом того, что в прибрежной зоне водоемов гумидных зон помимо диагенетической генерации кальцита имела место также химико-биологическая его садка непосредственно из наддонной воды. В глубь озера и моря, по мере перехода к более тонкозернистым осадкам, нижние горизонты водной массы оказывались, как это вытекает из аналогии с современными водоемами, не насыщенными  $\text{CaCO}_3$ , и это обстоятельство исключало (или же резко ослабляло) участие седиментационного кальцита в составе карбонатного осадка. В то же время, при переходе от прибрежных песков к более глубоко-водным глинам средние содержания Fe, Mn (и  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) увеличивались; это создавало повышенные возможности образования в осадках  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  и, благодаря изоморфным замещениям части углекислого железа на углекислый магний, определяло также повышенные содержания в осадке  $\text{MgCO}_3$ . Так, сочетание разной интенсивности процесса хемогенной (или биогенной) садки  $\text{CaCO}_3$  из наддонной воды с разной силой диагенетической генерации  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  обусловило характерное изменение состава рассеянных карбонатов, преимущественно углекальциевых в прибрежных зонах и преимущественно углежелезных в более центральных частях водоемов с тонкозернистым осадком. В некоторой степени, однако, тяготение  $\text{CaCO}_3$  к более грубозернистым – песчаным породам, а  $\text{FeCO}_3$  к тонкозернистым – глинистым породам явилось результатом диагенетического перераспределения карбонатов. Как уже приходилось указывать [Страхов, 1953; Страхов и др. 1954], в диагенезе происходит потеря  $\text{CO}_2$  по путям “вентиляции” осадков: из глин в пески и через последние в воду. Вместе со свободной  $\text{CO}_2$  в том же направлении движутся и растворы бикарбонатов  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ . При падении давления  $\text{CO}_2$  pH растет и бикарбонаты быстро осаждаются.  $\text{FeCO}_3$  при этом выпадает первым, еще в пределах глинистого осадка, увлекая с собою  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  (изоморфно замещающие молекулы  $\text{FeCO}_3$  в сидерите); но  $\text{CaCO}_3$ , как более устойчивый при повышенных pH, продолжает мигрировать в пески, где, наконец, и выпадает, избыточно накапливаясь. Такой механизм обогащения песчаников  $\text{CaCO}_3$  делает понятным накопление его в таких песчаных фациях, в которых седиментационного кальцита не бывает, как, например, в песчаном аллювии низовьев рек и дельт. Добавим, что удаляющаяся через пески  $\text{CO}_2$  вызывает в известной мере разложение мало устойчивого к выветриванию эффузивного материала зерен, что дополнительно обогащает песчаники карбонатами и, в частности,  $\text{CaCO}_3$ .

Иначе обстоит дело с карбонатами в мергелях и известково-доломитовых породах, когда они возникают в более пелагических зонах морей – внутрь от полосы песчано-алевритово-глинистых осадков или частично замещая эту полосу по простиранию. В этих случаях генерация карбонатов в подавляющей степени связана уже не с диагенетической стадией, а с седиментогенезом, осаждением химико-биологическим путем из наддонной воды. Это обстоятельство предопределяет и состав карбонатов. Поскольку  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  из наддонной воды не садятся, да и  $\text{MgCO}_3$  в водоемах гумидных зон осаждаются из нее лишь очень редко и в ограниченных количествах, естественно, что подавляющую массу карбонатов в мергельно-известковых осадках образует  $\text{CaCO}_3$  с большей или меньшей подмесью  $\text{MgCO}_3$ . В диагенезе к этим карбонатным компонентам подмешиваются еще  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ ; но поскольку общее содержание Fe и Mn в мергельно-известковых породах очень низкое, примесь их карбонатов также ничтожна и прогрессивно убывает с очищением

пород от терригенного материала. Таким образом, состав карбонатов в мергельно-известковых породах упрощается, стремясь к мономинеральности – чистому кальциту.

Резюмируя все вышеизложенное, получаем следующую картину состава, распределения и генезиса рассеянных карбонатов в отложениях гумидных зон.

1. В озерах и морях с чисто терригенными песчано-алевритово-глинистыми осадками карбонатный материал накапливается в малых количествах и имеет в подавляющей своей массе диагенетическое происхождение. Он многокомпонентен, пестр по составу и испытывает резкие количественные и качественные колебания в осадках даже на близком расстоянии.

2. Отложения пресноводно-озерного типа в норме отличаются общим преобладанием среди рассеянных карбонатов  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{CaCO}_3$ , при подчиненных количествах  $\text{MgCO}_3$ ; отложения морские – преобладанием  $\text{CaCO}_3$  над  $\text{FeCO}_3$ . В специфических условиях, стимулирующих в озерах седиментационную садку  $\text{CaCO}_3$ , их карбонатный парагенезис приобретает черты морского; при подавлении же садки  $\text{CaCO}_3$  в седиментогенезе морей их карбонатный парагенез сближается по характеру с озерным.

3. В пределах одного и того же фациального типа отложений более грубозернистые осадки – песчаники обычно обогащены карбонатами сравнительно с более тонкозернистыми глинистыми. В песчаниках при этом обычно усиленно концентрируется  $\text{CaCO}_3$ , в глинах –  $\text{FeCO}_3$ .

4. В морских мергельных и известково-доломитовых осадках более центральных областей, когда они формируются, карбонаты генерируются, по существу, в седиментогенезе, путем химико-биологического осаждения из наддонной воды. Отсюда упрощенность их состава (убыль  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , часто и  $\text{MgCO}_3$ ), большая устойчивость по площади и связь с гидродинамическим режимом водоема.

5. Состав карбонатных конкреций, взятых в целом, отражает состав рассеянного карбонатного материала.

#### 4. О влиянии органического вещества на геохимию отложений гумидных зон

Одной из характерных геохимических особенностей гумидных зон является активное участие организмов и косного органического вещества во всех процессах седиментогенеза и диагенеза. Это участие становится особенно большим в обстановках накопления угленосных свит. Поскольку последние были главным объектом изучения в настоящей работе, целесообразно вкратце подвести итог разнообразным формам воздействия органики на геохимические процессы.

Вначале суммируем данные о степени обогащенности органическим веществом пород угленосных отложений сравнительно с неугленосными осадками.

Как видно из табл. 7, средние содержания  $S_{\text{орг}}$  колеблются в весьма широких пределах и зависят, в известной степени, от фациального типа пород. Действительно, в отложениях конусов выноса и сухих равнин процент  $S_{\text{орг}}$  низкий и не достигает даже кларкового уровня содержаний органического вещества в осадочных породах. Но в аллювии, озерных, лагунно-заливных и морских отложениях угленосных толщ содержание  $S_{\text{орг}}$ , напротив, явно выше кларкового и превосходит его в 2–3 раза, а иногда и больше. При этом особенно характерно наблюдающееся нередко резкое повышение содержания  $S_{\text{орг}}$  в песчаных породах – отложениях низовьев рек, дельтовой зоны и мелководного побережья, заросшего водолюбивыми растениями. Общій прирост

Таблица 7. Распределение  $C_{орг.}$  в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР (в % от породы)

| Фашии и свита   | Песчаники | леврит    | Аргиллиты | Мергели | Известняки |
|---|-----------|-----------|-----------|---------|------------|
| <i>Фашия конусов выноса и сухих равнин</i>                  |           |           |           |         |            |
| Наддолинская и шаханская свиты                              | 0,30      | 0,34      | 0,24      | —       | —          |
| Надкарагандинская свита                                     | 0,19      | 0,17      | 0,36      | —       | —          |
| <i>Фашия речных русел и поймы</i>                           |           |           |           |         |            |
| Ерунаковская свита  | 1,40      | 1,44      | —         | —       | —          |
| То же   | 2,13      | 1,76      | —         | —       | —          |
| <i>Фашия открытых озерных водоемов</i>                      |           |           |           |         |            |
| Ерунаковская свита  | —         | 1,30      | 1,86      | —       | —          |
| <i>Фашия застойных водоемов</i>                             |           |           |           |         |            |
| Ерунаковская свита  | —         | 1,13      | 1,74      | —       | —          |
| <i>Фашия озерно-болотная с низовьями рек</i>                |           |           |           |         |            |
| Наддолинская свита  | 0,47      | 1,65      | 1,06      | —       | —          |
| Долинская свита   | 1,41      | 1,72      | 1,34      | —       | —          |
| Свита $C_6$ Подмосковья                                     | 1,07      | 1,43      | 2,88—4,66 | —       | —          |
| Свита $C_2$ Донбасса, Должанский район                      | 0,16      | 0,38      | 0,20      | —       | —          |
| То же, Боковский район                                      | 0,07      | 1,31      | —         | —       | —          |
| Кемеровская свита   | 1,15      | 1,76      | 3,90      | —       | —          |
| Алыкаевская свита   | 0,28      | 1,69      | 2,78      | —       | —          |
| <i>Переходные отложения свиты <math>C_2</math> Донбасса</i> |           |           |           |         |            |
| Должанский район  | 0,22      | 0,83      | 0,93      | —       | —          |
| Боковский район   | 0,23      | 1,10      | 1,07      | —       | —          |
| <i>Морские отложения</i>                                    |           |           |           |         |            |
| Свита $C_2^6$ Донбасса                                      | 0,09      | 0,60      | 1,09      | 0,60    | 0,25       |
| Ашлярикская свита   | 0,88      | 1,14      | 2,73      | —       | —          |
| Карагандинская свита  | 0,61      | 0,80      | 1,99      | —       | —          |
| Кизеловские слои  | 0,20      | 1,88      | 1,80      | —       | —          |
| Тульские слои Подмосковья                                   | 0,12      | 1,88—2,76 | 2,85—4,89 | —       | 0,99       |
| Тульские слои Татарии                                       | 2,08      | 2,24      | 2,82      | 1,20    | 0,68—1,49  |
| Ардатовские слои  | 0,18      | 0,73      | 1,2       | 3,21    | 0,72       |
| Пашийские слои  | 0,25      | 0,51      | 0,55      | —       | —          |
| Кыновские слои  | —         | 0,17      | 0,24      | 0,23    | —          |
| Шугуровские слои  | —         | 0,27      | 1,02      | 1,45    | —          |
| Доманиковские слои  | —         | —         | 13,54     | 4,40    | —          |

рассеянного органического вещества в породах угленосных толщ наглядно обнаруживается при сравнении содержания  $C_{орг.}$  в породах  $D^1_3$  Второго Баку (в которых органика находится на кларковом уровне) с содержаниями  $C_{орг.}$  в собственно угленосных отложениях.

Действительная обогащенность угленосных толщ органическим веществ-

вом, однако, еще выше, ибо в них имеются еще концентрированные находения органики в виде углей, углистых сланцев, углистых алевролитов. Подсчеты показывают, что концентрированная органика количественно соизмерима с рассеянной, иногда несколько уступая ей, но чаще превосходя ее в 1,5–2 раза. Отсюда получается, что общая обогащенность органическим веществом угленосных отложений сравнительно с неугленосными по крайней мере 3–5-кратная, а иногда и больше. Стало быть, и сила воздействия органического вещества на геохимию угленосных толщ должна быть максимальной для гумидных зон, а значит, и для лика Земли вообще. Обстановка накопления угленосных толщ является своего рода специализированной природной лабораторией для всестороннего изучения воздействия органического вещества на геохимические процессы седиментогенеза и диагенеза.

В чем же проявляется конкретно это влияние?

При обсуждении его необходимо иметь в виду, прежде всего, что образование угленосных толщ происходило в обстановке густых лесных зарослей в теплом климате, с обильным годовым отпадом растительной массы в виде листьев, отмерших стволов и корней. Одновременно обстановка эта отличалась обилием влаги, промывавшей лесную подстилку и вымывавшей из нее много растворенных органических, в частности, гумусовых веществ. Речные воды, дренировавшие области лесного ландшафта, были поэтому, вероятно, бурными (или черными), аналогичными черным водам современных тропиков. Такие воды, как известно, всегда действуют стабилизирующе на растворы минеральных соединений весьма многих элементов (Fe, Mn, V, Cr и др.) и являются фактором, благоприятствующим усиленному выносу их с водосборных площадей водоемов и далекому переносу как в речных водотоках, так и в конечных бассейнах стока.

Несомненно, что таково же было влияние органического вещества на миграцию элементов при формировании всех описанных в этой работе угленосных толщ. Несмотря на это, воздействие органики на миграцию элементов улавливается далеко не всегда, а лишь в определенных условиях, и, в частности, мы отчетливо наблюдали его лишь при формировании терригенных угленосных отложений  $C_1^2$  Русской платформы. Обстоятельством, ослаблявшим силу воздействия органического вещества на миграцию элементов при возникновении угленосных толщ Караганды, Кузбасса, Донбасса, было незначительное (или недостаточное) развитие химического выветривания материнских пород на водосборных площадях этих бассейнов. При господстве механического выветривания количество веществ, переходящих в раствор, исчезающе мало; все определяется миграцией взвесей. Понятно, что в этих условиях стабилизирующее влияние органического вещества на миграцию элементов также крайне слабо и практически не улавливается. Лишь при большой силе химического выветривания на водораздельных площадях начинает в полной мере сказываться и стабилизирующее влияние гумусовых веществ на миграции элементов и на их распределение в породах. Оно сказывается, *во-первых*, в усиленном выносе всех изученных элементов из континентальных речных и озерно-болотных отложений и в низких их содержаниях в этих осадках, *во-вторых*, в более или менее резком пелагическом сдвиге масс элементов в морских отложениях, что проявляется в аномально малых их концентрациях в прибрежных песчано-алевритово-глинистых породах и в аномально повышенных – в более удаленных от берега мергельно-известковых.

Таким образом, *хотя с качественной стороны при образовании любой угленосной толщи влияние растворенного органического (гумусового) вещества одинаково, эффективность его воздействия на распределение элементов в*

**Таблица 8.** Сравнение содержания (в %) редких металлов в золе углей и в литосфере (по Ю.А.Жемчужникову, 1948)

| Элементы | Содержание в золе каменных углей |         | Среднее содержание в литосфере |
|----------|----------------------------------|---------|--------------------------------|
|          | максимальное                     | среднее |                                |
| Be       | 0,10                             | 0,03    | 0,0002–0,001                   |
| B        | 0,30                             | –       | 0,0003                         |
| Se       | 0,04                             | 0,006   | 0,0003–0,0006                  |
| Co       | 0,15                             | 0,003   | 0,001                          |
| Ni       | 0,80                             | –       | 0,01                           |
| Zn       | 1,00                             | –       | 0,02                           |
| Ga       | 0,04                             | 0,01    | 0,001–0,0015                   |
| Ge       | 1,10                             | 0,05    | 0,0004–0,0007                  |
| As       | 0,80                             | –       | 0,0005                         |
| J        | 0,08                             | 0,01    | 0,001                          |
| Mo       | 0,05                             | 0,02    | 0,0015                         |
| Sn       | 0,05                             | 0,02    | 0,005                          |
| Pb       | 0,10                             | –       | 0,0016                         |

*породах разных толщ весьма неодинакова и зависит от интенсивности развития химического выветривания пород на водосборных площадях.* На это обстоятельство до сих пор ни обращалось внимания, а, между тем, оно чрезвычайно важно для правильного проведения конкретного геохимического анализа.

Высокие концентрации органического вещества в угольных пластах и углистых сланцах приводят нередко к повышенным или даже высоким концентрациям некоторых малых элементов в зоне углей и сланцев (В.М.Гольдшмидт, В.А.Зильберминц и др.). Представление о степени концентрирования элементов в углях вообще дает табл. 8.

Таким образом, обогащенность угольной золы малыми элементами колеблется от 10 до 100-кратной; при этом обогащение обычно выражено тем сильнее, чем малозольнее уголь; особенно сильно оно у бора и германия.

Самый механизм обогащения сложный. Одним из его путей является активное прижизненное поглощение элементов организмами, например, бора. Другой путь – пассивное накопление элемента в золе за счет потери более подвижных элементов, вымываемых из гниющего растительного материала, прежде всего за счет потери карбонатов, фосфатов и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов; таким путем, видимо, в золе накаплиются Fe, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Третий путь – поглощение органическим веществом элементов в диагенезе из иловых вод, пропитывающих толщу осадков; при этом действуют как чисто сорбционные процессы, так и перевод элементов в менее подвижное восстановленное состояние, а также связывание сероводородом в виде сульфидов. Таким путем накапливается в угольном пласту, по-видимому, большая часть малых элементов (V, Ni, Co, Pb, Zn и др.); их сульфиды нередко обнаруживаются в угле непосредственно.

Каким бы путем, однако, ни осуществлялось обогащение концентрированной органики малыми элементами, для возникновения их высоких концентраций в угле необходимо, чтобы на водосборной площади данной седиментационной зоны имелись породы с повышенным содержанием того или иного элемента. Это было в свое время наглядно показано В.А.Зильберминцем и П.Л.Безруковым [1936] на примере ванадия и является, видимо, общим правилом.

Торфяные болота, в которых накапливалась органическая масса углей, помимо концентрирования многих малых элементов, производили еще другую значительную геохимическую работу: они содействовали глубокому выветриванию как поступающего в них глинистого материала, так и глини непосредственной почвы угля, превращая их в каолины. Действительно, глинистые пропластки в угле слагаются чистым каолином, то тонкодисперсным, то крупнопластинчатым, перекристаллизованным; из каолина же состоят многочисленные прожилки белого матового вещества, выполняющего многочисленные трещины угольного пласта. Точно также каолиновой является почва угольных пластов на глубину 10–25–30 см в тех случаях, когда мы имеем дело с автохтонным накоплением органики. Почва в таких случаях пронизана корнями растений и обогащена сидеритовыми и пиритными конкрециями ветвисто-комковатого типа (кучерявчик). Выветривание пород почвы, вероятно, шло под влиянием гумусовых веществ, частью возникавших из торфяника, частью возникавших при разложении пронизывавшей породы обильной корневой системы.

Не менее отчетливы следы влияния органического вещества на геохимию гумидных отложений в тех случаях, когда оно рассеяно в породах и находится в невысоких концентрациях. Органическое вещество определяет тогда своим количеством и качеством баланс аутигенно-минералогических форм железа, а также Mn, V и других элементов, способных к редукции. А так как железо и марганец в виде карбонатов входят и в парагенез аутигенных карбонатных минералов, являющихся в песчано-алевритово-глинистых породах угленосных толщ в основном диагенетическими, то тем самым косвенное влияние захороненной органики расширяется и на этот важный генетический компонент пород.

Весьма значительную роль играет вся масса захороненного в угленосных толщах органического вещества в диагенетическом перераспределении карбонатного материала и в возникновении вторичных его локальных концентраций в виде стяжений разнообразной формы и размеров. Именно обилие CO<sub>2</sub>, генерируемой при разложении органики, и порождает ту большую интенсивность перераспределения карбонатного материала в угленосных толщах, какая демонстрируется резко повышенным коэффициентом конкреционности.

Другой характерной особенностью угленосных толщ, также, видимо, связанной с деятельностью CO<sub>2</sub>, а значит и с органическим веществом, является значительное выветривание терригенного материала, слагающего породы этих толщ. В породах всех бассейнов с полимиктовым обломочным материалом – Карагандинском, Кузнецком, Воркутинском, частью Донецком – в шлифах неизменно наблюдаются многочисленные следы разложения обломков эффузивных пород, полевых шпатов, слюд, частью с превращением их в аморфную глинистую массу, частью с замещением кальцитом и каолинитом. При этом нет никаких сомнений в том, что все эти процессы выветривания протекали *in situ* в осадке, в его диагенезе и даже эпигенезе. Действующим фактором могла быть, конечно, лишь CO<sub>2</sub>, генерируемая медленно, но непрерывно изменяющимся в ходе диагенеза и эпигенеза органическим веществом.

Таким образом, какой бы стороны геохимии угленосных толщ ни коснуться, везде можно без труда обнаружить ясные и порою очень глубокие следы воздействия на нее органического вещества.

## 5. Об общих принципах геохимии осадочных пород

Наряду с выяснением основных геохимических закономерностей образования осадков в гумидных зонах и их диагенеза, материалы, изложенные в этой работе, позволяют поставить и обсудить некоторые общие принципы геохимии осадочных пород и их отличие от принципов геохимии пород магматических.

*Основной теоретической установкой современной геохимии является истолкование поведения элементов в земной коре, исходя из их химических свойств, радиусов ионов, изоморфизма и прочих явлений, определяемых электронными оболочками ядра. Эта принципиальная установка была названа недавно А.Г.Бетехтиным основным законом геохимии.*

Результатом применения ее к осадочным породам на заре развития геохимии, в 20-х и 30-х годах текущего века, явились схемы последовательного осаждения веществ и их химической дифференциации, предложенные В.М.Гольдшмидтом [Goldschmidt, 1931], А.Е.Ферсманом [1934] и Л.В.Пустоваловым [1940]. В этих схемах распределение элементов и их соединений в осадочных породах истолковывалось, исходя именно из физико-химических свойств самих веществ. При этом центр тяжести во всем геохимическом процессе полагался в стадии седиментогенеза; влияние всех прочих стадий на геохимию пород практически игнорировалось, как бы выносилось за скобки.

Факты, обнаруженные при изучении отложений верхнепалеозойских гумидных зон СССР, заставляют изменить такую установку, ибо их невозможно рационально истолковать, оставаясь на позициях чисто физико-химической концепции.

Действительно, в пестром типе кривые содержаний элементов в ряду пород: песчаники – алевролиты – аргиллиты, хотя и неодинаковы для каждого элемента, но не остаются для них постоянными, а в разных толщах существенно различны. Истолковать эти кривые, исходя только из физико-химических свойств элементов, как каждому ясно, невозможно.

*В упорядоченном типе* мы наблюдаем уже иное: хотя изученные нами элементы достаточно различны по своим свойствам, кривые их содержаний в ряду: песчаники – алевролиты – аргиллиты – мергели – известняки отличаются однообразием; у всех элементов содержания растут по мере измельчения размеров пластических зерен и затем убывают по мере разбавления терригенного материала карбонатным. Истолковать это однообразие поведения разнообразных элементов с чисто физико-химической точки зрения также невозможно.

Упорядоченный тип распределения в разных осадочных толщах проявляется заметно по-разному, почему и выделено четыре его модификации: упорядоченный сглаженный, упорядоченный контрастный, упорядоченный с резким пелагическим сдвигом элементов и упорядоченный со слабым пелагическим сдвигом. Характерно при этом, что каждая модификация типа проявляется в распределении не отдельных элементов, а всех их (или подавляющего большинства), конечно, с варьирующей силой для каждого элемента. Объяснить наличие этих модификаций на базе чисто физико-химического подхода нельзя.

В то же время, все указанные основные черты распределения элементов без труда истолковываются, если учитывать физико-географические условия формирования каждой толщи. Больше того, полученные при этом для каждой толщи частные генетические схемы складываются в целом в достаточно стройную и лишенную противоречий общую картину геохимии гумидной зоны в разных ее локальных ландшафтных изменениях. Эта картина, конечно, не исчерпывающая, но она легко поддается дальнейшим расширениям и из-

менениям, без изменения принципов, лежащих в ее основе, и даже, наоборот, используя эти принципы. Вот почему чисто физико-химический подход к интерпретации фактического материала пришлось дополнить еще и фациальным, учетом физико-географических условий отложений осадков, и именно в последнем искать и находить объяснение многих особенностей распределения элементов.

*Сочетание чисто физико-химического и фациального подхода к изучению распределения элементов в осадочных породах и составляет сущность фациально-геохимического направления.*

Что же конкретно определило недостаточность прежнего чисто физико-химического подхода к истолкованию фактически установленного распределения элементов в осадочных толщах гумидных зон? Наличие трех существенных методических просчетов.

Одним из них является *недоучет сложности форм миграции элементов в условиях поверхности Земли и особенно недоучет переноса элементов механическим путем, в составе механических взвесей*. Сейчас стало совершенно ясным, что на земной поверхности подавляющее большинство элементов мигрирует в речных водах не только в виде истинных или коллоидных растворов, но и в составе механических взвесей, причем именно эта форма переноса, как правило, является весьма существенной или даже главной. Выяснилось также, что в разных физико-географических обстановках конкретные формы переноса, т. е. соотношения между истинными и коллоидными растворами и взвесьями, могут резко меняться, так же как изменяется и размещение элемента между разными гранулометрическими фракциями взвесей. Особенно большое влияние на эти изменения оказывает интенсификация химического выветривания материнских пород, повышающая роль истинных и коллоидных растворов в миграциях элементов и позволяющая гумусовым веществам речной воды эффективно проявлять свое стабилизирующее влияние на эти растворы. *Именно изменения конкретных форм переноса элементов речными водотоками, как оказалось, и определяют в первую очередь конкретные черты их распределения в конечных водоемах стока разных ландшафтов*. Учет их дает ключ к разъяснению эмпирически устанавливаемых разных типов распределения элементов и их модификаций в разных осадочных толщах гумидных зон.

Вторым крупным методическим просчетом чисто физико-химического подхода является игнорирование влияния сортирующей деятельности воды в конечном водоеме стока на характер распределения элементов в его осадках. А между тем, влияние это весьма велико. Нужно иметь в виду, что оно отнюдь не ограничивается только механически вносимыми в бассейны частицами (взвесьями), как это можно было бы думать по первому впечатлению. Когда из раствора любого соединения выделяется твердая фаза в виде ничтожных размеров кристалла или гелевого сгустка, она вовсе не сразу фиксируется на дне. Напротив, она становится практически в те же условия, что и гидродинамически ей эквивалентные частицы механических взвесей, вместе с ними переносится и вместе осаждается. Тем самым ход химического осаждения элементов усложняется и в него в качестве обязательного звена включается сортирующая деятельность воды. Но сущность этой деятельности состоит в максимальном разделении частиц осадка по крупности зерна, оставлении в прибрежной зоне сильных волнений лишь наиболее крупнозернистых осадков и в удалении в центральные области наиболее тонкозернистых частиц. А так как подавляющее большинство элементов концентрируется как раз в наиболее тонкозернистой части взвесей, да и все химически осаждаемые из растворов твердые фазы дают частицы ничтожных размеров, то естественно, что

под влиянием сортировки наибольшие содержания всех (или подавляющего большинства) элементов оказываются смещенными из прибрежных грубо-зернистых осадков в более пелагические глинистые. Так, воздействие сортировки создает упорядоченный тип распределения элементов в различных его модификациях.

Третья методическая ошибка чисто физико-химического подхода заключается в резкой переоценке роли седиментогенеза и в игнорировании диагенеза и его значения в создании аутигенных минералов осадочных пород и вторичного перераспределения веществ в осадках. То, что возникало в диагенезе, в прежних схемах почти целиком относилось к стадии седиментации, а геохимия диагенеза практически отсутствовала. Изучение современных осадков – особенно иловых вод – раз и навсегда покончило с прежними примитивными схемами и представлениями и открыло необходимость и возможность изучения геохимии диагенеза.

При наличии указанных крупных методических дефектов неудивительно, что, стоя на базе чисто физико-химической, не удавалось рационально истолковать большой и чисто фактический материал по распределению элементов в осадочных толщах гумидных зон. Объяснение стало возможным лишь после замены чисто физико-химического подхода фациально-геохимическим, опирающимся, кроме данных о свойствах элементов, еще на анализ физико-географических условий отложения толщ, на возможные формы миграций элементов в этих условиях, учитывающим значение сортировки материала в конечных водоемах стока, а также роль диагенеза в формировании общего минералого-петрографического облика осадочных толщ и распределения в них компонентов.

Фациально-геохимический подход в данном случае был разработан на отложениях гумидных зон. Едва ли, однако, можно сомневаться в том, что он применим и к изучению геохимии всех других типов литогенеза. Можно утверждать поэтому, что фациально-геохимические принципы вообще должны быть положены в основу геохимии осадочных пород. Эти принципы составляют специфику этой ветви общей геохимии, отличающую ее от геохимии пород магматических и связанных с ними рудных (гидротермальных, пневматических и др.) тел.

## **6. Дальнейшие задачи изучения геохимии гумидных отложений**

В заключение несколько слов о ближайших задачах фациально-геохимического изучения отложений гумидных зон.

Хотя в настоящей монографии мы базировались на данных по целому ряду стратиграфических горизонтов и разным типам фациальных обстановок, все же, конечно, мы далеки от их исчерпания в пределах гумидной седиментационной зоны. Естественно поэтому, что в первую очередь должны быть поставлены аналогичные работы на отложениях других вариантов фациальных обстановок с тем, чтобы таким путем подойти постепенно к их исчерпанию. Новые данные позволят проверить и уточнить те представления о закономерностях распределения и миграции элементов, какие были получены пока на ограниченном материале.

Но одним повторением работ на новых объектах ограничиваться, конечно, нельзя. Нужно ставить также исследования с новыми задачами и новой методикой. Среди них сами собою напрашиваются по крайней мере два направления исследований.

Во-первых, должно производиться изучение распределения элементов не только на фациальном профиле через бассейн: песчаники – алевролиты – аргиллиты (глины) – мергели – известняки, но и на площади водоема путем составления карт распределения элементов. Такого типа карт для современных водоемов уже много; они дают гораздо более углубленное представление о механизме распределения элементов в бассейнах, чем профили. Необходимо начать строить их и для древних водоемов. Первые опыты в этом направлении сделаны А.Б.Роновым для Са и Mg; их следует расширить путем вовлечения в работу все новых элементов. Некоторые методические замечания на этот счет были сделаны выше.

Во-вторых, надо по-настоящему приступить к изучению геохимии рудных накоплений гумидной зоны: Fe, Mn, P, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> руд, битуминозных и кремнистых пород. Существующие в литературе данные по содержанию в них малых элементов имеют случайный характер и крайне отрывочны. Нужно провести в этом направлении систематическую работу. При интерпретации аналитических материалов следует широко использовать как методику составления геохимических профилей через рудное тело, так и методику построения геохимических карт, которая сейчас едва-едва входит в практику изучения рудных тел. Само собою разумеется, что геохимию рудных месторождений гумидной зоны нужно вести в теснейшей связи с вмещающими руды породами и на фоне их геохимии.

Лишь после проведения этих работ геохимия отложений гумидных зон предстанет как законченная глава общей геохимии осадочных пород. Реализация намеченной программы является задачей наших дальнейших геохимических исследований.

## Литература

- Зильберминц В.А., Безруков Н.Л. О распространении ванадия в угленосных отложениях Южного Урала. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1936, № 2–3.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. I. М.–Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
- Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н.М. О фациальных соотношениях рассеянных содержаний элементов и их рудных накоплений в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. мин. общ., 1957, 83, № 2.
- Страхов Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 1.
- Ферсман А.Е. Геохимия, т. II. Л., Химтеоретиздат, 1934.
- Goldschmidt V.M. Der Kreislauf der Metalle in der Natur. Metallwirtschaft, 1931, 10, H. 6.

# Содержание

|   |     |
|---|-----|
| <b>Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района.</b>   |     |
| <b>Стратиграфия и тектоника</b> .....   | 5   |
| <b>Глава I. К истории изучения кунгура Ишимбаевского Приуралья</b> .....  | 5   |
| 1. Состояние изученности кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья к лету 1941 г. ....   | 6   |
| 2. Задачи исследования кунгура Ишимбаевского Приуралья. Материалы и методика исследования .....   | 11  |
| <b>Глава II. Ложе кунгурских отложений, его морфология и генезис</b> .....  | 13  |
| 1. Современная морфология ложа кунгура Башкирского Приуралья .....  | 14  |
| 2. Генетические типы поднятий и депрессий сакмарско-артинского фундамента Башкирского Приуралья .....                                       | 20  |
| 3. О характере геоморфологии артинского ложа к началу кунгурской седиментации в Башкирском Приуралье .....                                  | 24  |
| <b>Глава III. Типы разрезов Ишимбаевского кунгура и их корреляция</b> .....   | 28  |
| 1. Покровско-рязановский тип кунгура .....  | 28  |
| 2. Аллагуватовский тип кунгура .....  | 31  |
| 3. Соленосный тип кунгура .....   | 32  |
| 4. Надмассивный тип кунгура .....   | 42  |
| 5. Аллакаевский тип кунгура .....   | 45  |
| 6. Корреляция типов разрезов кунгура Ишимбаевского Приуралья .....  | 49  |
| 7. О типах разреза кунгура на территории Башкирского Приуралья вообще ...   | 54  |
| 8. Общая схема стратиграфии кунгурских отложений Башкирского Приуралья  | 64  |
| 9. Общие черты палеогеографии и истории накопления кунгурских галогенных отложений Башкирского Приуралья .....                              | 66  |
| <b>Глава IV. Пластическая тектоника кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья и ее генезис</b> .....                                     | 69  |
| 1. Общий характер тектоники галогенной толщи Ишимбаевского Приуралья ..   | 70  |
| 2. О диапировых явлениях и их генезисе в Ишимбаевском Приуралье .....   | 80  |
| 3. О соотношениях пластических структур кунгура с артинским ложем .....   | 88  |
| 4. Следы пластических деформаций кунгура Ишимбаевского Приуралья вне соленосной площади .....   | 92  |
| 5. О распространении пластических деформаций кунгура за пределами Ишимбаевского Приуралья .....   | 95  |
| 6. История развития пластической тектоники Ишимбаевского Приуралья ...  | 98  |
| 7. К вопросу о силах, вызвавших пластические перемещения масс внутри галогенной толщи .....   | 101 |
| 8. О некоторых формах перемещений масс при пластических деформациях в Ишимбаевском Приуралье .....  | 104 |
| <b>Глава V. Вторичные минеральные новообразования в составе галогенной толщи кунгура, возникшие при ее выветривании и деформациях</b> ..... | 109 |
| 1. Морфология и история процесса гипсообразования в Башкирском Приуралье .....  | 110 |

|  |     |
|--|-----|
| 2. Сера в кунгурских отложениях и ее генезис .....   | 123 |
| 3. Нефть в кунгурских отложениях .....   | 125 |
| <b>Литература</b> .....  | 129 |
| <b>Физико-химические и биологические предпосылки образования известково-доломитовых осадков</b> .....                                    | 133 |
| <b>Глава I. Свойства водных растворов CO<sub>2</sub>, CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub></b> .....                                      | 133 |
| 1. Растворение CO <sub>2</sub> в воде и процессы, при этом происходящие .....  | 134 |
| 2. Растворимость CaCO <sub>3</sub> в дистиллированной воде, лишенной CO <sub>2</sub> .....   | 139 |
| 3. Растворимость CaCO <sub>3</sub> в воде, содержащей CO <sub>2</sub> , и процессы, происходящие при растворении .....                   | 140 |
| 4. Растворимость CaCO <sub>3</sub> в растворах отдельных солей .....   | 145 |
| 5. Правило растворимости CaCO <sub>3</sub> в сложных растворах солей .....   | 151 |
| 6. О некоторых деталях карбонатных равновесий CaCO <sub>3</sub> в растворах солей .....  | 156 |
| 7. Об особенностях водных растворов MgCO <sub>3</sub> .....  | 161 |
| 8. Об опытах получения доломита непосредственным осаждением из растворов CaCO <sub>3</sub> и MgCO <sub>3</sub> .....                     | 165 |
| 9. О некоторых общих свойствах водных растворов карбонатов Ca и Mg .....   | 175 |
| <b>Литература</b> .....  | 180 |
| <b>Опыт сравнения процессов карбонатакопления в современных и древних водоемах</b> .....   | 181 |
| <b>Глава I. Карбонатные морские формации геологического прошлого и условия их образования</b> .....                                      | 181 |
| 1. Основные фациальные типы карбонатных накоплений в древние эпохи .....   | 181 |
| 2. Известково-доломитная формация карбона Русской платформы и ее аналоги .....   | 183 |
| 3. Формация писчего мела Русской платформы и ее аналоги .....  | 193 |
| 4. Карбонатная формация южной части Предуральяского прогиба и ее аналоги .....   | 199 |
| 5. Карбонатные формации геосинклинальных зон .....   | 209 |
| 6. Сравнение карбонатообразования в современных и древних морях. Следы эволюции карбонатного процесса в истории Земли .....              | 210 |
| <b>Глава II. Карбонатакопление в осолоняющихся лагунах геологического прошлого</b> .....   | 218 |
| 1. Строение и условия образования галогенной формации кунгура Башкирского Приуралья .....  | 219 |
| 2. Формы нахождения, массы и минералогический состав карбонатов в различных фациях соленой Ишимбаевской лагуны .....                     | 223 |
| 3. Параллели из области карбонатообразования в кунгурских галогенных толщах вне территории Башкирского Приуралья .....                   | 233 |
| 4. Опыт генетического истолкования карбонатных парагенезисов в кунгурских лагунах Башкирского Приуралья .....                            | 238 |
| 5. О судьбе лагунного доломитообразования в послепалеозойской истории Земли .....  | 241 |
| 6. Об интенсивности и общем характере карбонатакопления в континентальных водоемах геологического прошлого сравнительно с морскими ..... | 242 |
| <b>Глава III. Об основных историко-геологических закономерностях карбонатакопления в геологическом прошлом</b> .....                     | 244 |
| 1. Стратиграфическое распределение карбонатных пород .....   | 245 |
| 2. Климатическое размещение карбонатных пород в "карбонатные эпохи" .....  | 247 |

|   |     |
|---|-----|
| 3. Тектоническое размещение карбонатных пород по основным структурным единицам земной коры . . . . .  | 250 |
| 4. О механизме, определявшем возникновение “карбонатных эпох” в истории Земли . . . . .   | 251 |
| 5. О сходстве и различиях современного и древнего карбонатного процесса . . . . .   | 253 |
| <b>Литература</b> . . . . .   | 254 |
| <b>О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний)</b> . . . . .  | 256 |
| <b>I. Типы нахождения доломита и доломитообразующие фации</b> . . . . .   | 256 |
| <b>II. О генезисе палеозойских пластовых и метасоматических доломитов</b> . . . . .   | 268 |
| <b>III. К вопросу об изменении доломитообразования в послепалеозойское время</b> . . . . .  | 274 |
| <b>Литература</b> . . . . .   | 277 |
| <b>Задачи исследования. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Материал и методика работы (совместно с Э.С.Залманзон и М.А.Глаголевой)</b> . . . . .                   | 279 |
| 1. Задачи и принципы фациально-геохимического исследования осадочных пород . . . . .  | 279 |
| 2. Основные черты верхнепалеозойской климатической зональности на северо-западе Евразии . . . . .   | 283 |
| 3. Общая характеристика объектов исследования и условий их образования . . . . .  | 295 |
| 4. Материал и методика работы . . . . .   | 297 |
| <b>Литература</b> . . . . .   | 297 |
| <b>Основные геохимические закономерности образования осадков и их диагенеза в гумидных зонах. (опыт фациально-геохимического исследования) (совместно с Э.С.Залманзон и М.А.Глаголевой)</b> . . . . . | 299 |
| 1. Типы распределения элементов в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие . . . . .  | 299 |
| 2. Формы железа в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие . . . . .  | 306 |
| 3. Состав, распределение и генезис карбонатов, диффузно-рассеянных в озерных и морских отложениях гумидных зон . . . . .  | 315 |
| 4. О влиянии органического вещества на геохимию отложений гумидных зон . . . . .  | 323 |
| 5. Об общих принципах геохимии осадочных пород . . . . .  | 328 |
| 6. Дальнейшие задачи изучения геохимии гумидных отложений . . . . .   | 330 |
| <b>Литература</b> . . . . .   | 331 |

**Научное издание**

**Николай Михайлович Страхов**

**Избранные труды.**

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ  
ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Т. 2**

Утверждено к печати  
Редколлегии Геологического института РАН

Редактор *И.М.Ерофеева*

Подписано к печати 02.03.2000  
Формат 72х108 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 27,25. Тираж 500 экз.  
Тип. зак. № 128С, Москва

Издательство ГЕОС  
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.  
Тел.: (095) 230-80-92  
Факс: (095) 951-04-43