В. Н. Холодов

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РФФИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

ГЕОС

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE
Founded in 1932
Vol. 574

V.N. Kholodov

GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTARY PROCESS

Moscow
GEOS
2006

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Основаны в 1932 году
Вып. 574

В.Н. Холодов

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Москва
ГЕОС
2006

ББК 26.323
УДК 551.557.11:550.4:551.762.1.2
Т 78

Ответственный редактор академик *Ю.Г. Леонов*

Редакционная коллегия:
М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев, Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук В.И. Виноградов,
доктор геолого-минералогических наук А.И. Конюхов

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Вып. 574: Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов; [Отв. ред. Ю.Г. Леонов]. – М.: ГЕОС, 2006. 608 с.(в пер.). ISBN 5-89118-398-9

В книге рассмотрены методологические основы осадочной геохимии и закон фазовой дифференциации вещества как стержень осадочного процесса. Исследована геохимия современного осадконакопления в морях и океанах, геохимия диагенеза и катагенеза и особенности геохимических явлений в гумидных и аридных зонах. Описаны геохимические условия образования россыпей, бокситов, железных и марганцевых руд, угленосных и красноцветных формаций, а также стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn. Показана роль биосферы в осадочном процессе и охарактеризованы условия образования черных сланцев, фосфоритов, кремней и карбонатных пород. Исследована эволюция осадочного процесса в истории Земли.

Монография представляет интерес для литологов, геохимиков, петрографов, минералогов, геологов-рудников и металлогенистов, а также для экологов и почвоведов.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-78030)

Responsible Editor *Yu.G. Leonov*

Editorial Board:
M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev, Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, S.D. Sokolov, M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
V.I. Vinogradov, A.I. Konukhov

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. OF RAS. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Vol. 574: Geochemistry of sedimentary process / V.N. Kholodov; [ed by Yu.G.Leonov]. – Moscow: GEOS, 2006. – 608 p. (in cloth)

The book summarizes the methodological aspects of geochemistry of sedimentary rocks. Phase differentiation of the matter is considered as principal factor in formation and evolution of these rocks. Geochemistry of contemporary sedimentation in seas and oceans is investigated as well as geochemistry of diagenesis and catagenesis. The geochemical features of sedimentation in arid and humid areas are discussed. Geochemical conditions of formation of placers, bauxites, Fe and Mn ores, coals, and stratiform Cu-Pb-Zn-deposits are described. Evolution of sedimentary process in the Earth's history is traced.

The monograph will be of interest for specialists in lithology, geochemistry, petrography, mineralogy, ore geology, metallogeny, pedology, ecology.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant N 06-05-78030)

© В.Н. Холодов, 2006
© ГИН РАН, 2006
© ГЕОС, 2006

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В предлагаемой книге удачно соединяются два аспекта: проблемы рассматриваются в ней с современных позиций, но, вместе с тем, автор – В.Н.Холодов в полной мере опирается на классические основания литологии и геохимии осадочных пород, разработанные в основном в середине – второй половине прошлого века и при огромном, возможно определяющем, вкладе в это дело отечественной литологической школы или, правильнее сказать, школ.

В этой связи приходится заметить, что, оценивая современное состояние литологических исследований в нашей стране, приходишь, особенно по контрасту с прошлым, к неутешительному заключению. Блестящее некогда сообщество советских литологов ныне сильно поредело. При том, что у нас и теперь имеются достойные и даже яркие представители литологической науки, размах исследований в количественном отношении, во всяком случае в том, что касается разработок теоретического характера, сильно сократился, как сократился и приток кадров. Такая ситуация ненормальна главным образом потому, что она не отвечает реальной роли литологии и геохимии осадочных процессов в геологии, как в её теоретической части, так и в практических приложениях. Ситуацию следует, конечно, в корне менять. Науки о веществе, составляющие фундамент геологии, не должны быть отодвинуты на второй план.

В книге рассматриваются многие аспекты литологии и геохимии осадочных пород. Комментировать все не имеет смысла. Но хотелось бы обратить внимание на некоторые из направлений, представляющих, на мой взгляд, особый общегеологический интерес, но в то же время недостаточно исследованных, работа над которыми имеет, как кажется, большие перспективы.

К ним относится, например, проблема «вторичных» постдиагенетических (литогенетических) преобразований осадочных пород (от диагенеза до предметаморфических стадий включительно). Этой проблемы автор касается в Главе 16 «Геохимия катагенеза». Преобразования, относящиеся к этой категории, многообразны. В настоящее время показано, что осадочные породы эволюционируют не всегда в соответствии с «нормальной» стадиальной последовательностью (установленной опять-таки работами советских литологов). Это – важный тренд процесса, но он не охватывает все возможные ситуации. В различных условиях, к которым могут относиться активные тектонические режимы, свойства глубоких горизонтов коры и другие факторы, т.е. все то, что определяет PT условия, характер циркуляции поступающих извне компонентов, перераспределение собственных ресурсов вещества и т.п., изменение материала осадочных пород протекает по разному. Особенно ярко различия проявляются на стадии катагенеза. В геохимическом плане такого рода процессы не менее интересны, чем проблемы седиментогенеза и первичного – диагенетического преобразования осадков. Но изучены они пока слабее, и фронт работ здесь достаточно широк.

Ещё одна сторона осадочного процесса, также в какой-то мере затронутая в книге (в Главе XVII) а также в прошлых работах автора -это эволюция осадочного процесса в истории Земли. Данное направление исследований представляет чрезвычайно большой интерес: это – ключ, или один из обязательных ключей, к пониманию истории Земли. К сожалению, серьезных и планомерных исследований этого круга проблем мало. Кроме того, они требуют и более широкого подхода – в комплексе с анализом изменения параметров среды осадконакопления и литогенеза, а также и других факторов, таких как особенности вещества, вовлеченного в сферу седиментации за счет меняющегося со временем выноса компонентов из недр, массовый размыв и снос в бассейн седиментации материала того или иного состава и т.д.

Отмечу еще одну особенность осадочного процесса, обсуждаемого также в Главе 17. Речь идет о неполноте геологической летописи, зафиксированной в разрезах отложений всех возрастов. Напомню, что этой проблеме были посвящены специальные работы В.Н.Холодова. Если сам этот факт известен издавна, то масштабы пробелов стали понятны лишь сравнительно недавно, в первую очередь благодаря поступлению детальных данных (бурения и сейсморазведочных) о строении последовательностей отложений в осадочных бассейнах. Надо учитывать, что эти пробелы, общая хронологическая продолжительность которых может превышать продолжительность интервалов, заполненных осадками, даже в областях устойчивой седиментации, обусловлена двумя причинами: (а) прерывистостью самого процесса седиментации (т.е. является неотъемлемым, имманентным свойством этого процесса) и (б) последующей эрозией. Оценка этих двух причин, в общем случае действующих в комбинации друг с другом – задача важная (и для теории и для практики) и часто нетривиальная.

В своем предисловии автор пишет, что предлагаемый труд был задуман как учебное пособие, но в процессе написания вышел за эти рамки. Должен заметить, что книга действительно получилась гораздо шире стандартных рамок (если таковые вообще могут быть установлены) учебного пособия и, конечно, должна рассматриваться как настоящая научная работа. Впрочем, это не исключает использования ее в учебных целях. Напротив, только глубокий научный труд и может служить полноценным учебным пособием.

Академик Ю.Г. Леонов

ВВЕДЕНИЕ

Книга, предлагаемая вниманию читателя, первоначально задумывалась как учебное пособие по курсу «Геохимия осадочного процесса», который автор на протяжении почти 17 лет читал студентам кафедры литологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, а в течение 10 лет, сначала регулярно, а потом время от времени, студентам и аспирантам кафедры петрографии осадочных пород геологоразведочного факультета Московского нефтяного университета им. И.М. Губкина.

Стержнем курса вначале являлись широко известные монографии и учебные руководства Н.М. Страхова «Основы теории литогенеза», т. I-III [1960-1962], а также его же «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» [1963], «Развитие литогенетических идей в России и СССР» [1971] и «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» [1976].

Как известно, работы Н.М. Страхова многогранны: в них осадочный процесс рассматривается с позиций литологии и палеогеографии, минералогии и геохимии.

Автор данной работы попытался особое внимание уделить именно геохимическому аспекту исследования, представив весь осадочный процесс как фазовую дифференциацию химических элементов, протекающую с участием литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы в разных физико-географических обстановках континентального блока нашей планеты.

Такой подход, как мне думается, отличается от общих представлений классической геохимии, но, пожалуй, точнее отражает природные явления, реализованные в зоне осадкообразования.

С течением времени литолого-геохимический материал начал «обрастать» новыми данными; само собой разумеется, что в первую очередь нами использовались общие и классические работы геохимиков, такие, например, как труды В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Л.В. Пустовалова, А.А. Саукова, А.И. Перельмана, В.В. Щербины, А.П. Виноградова, А.Б. Ронова, М.Г. Валяшко, А.И. Тугаринова, из зарубежных исследователей – В.М. Гольдшмидта, K. Rankama, T. Sahama, T. Barth, H.D. Holland, Б. Мейсона, Э. Дегенса, а в области рудообразования – Г. Берга, Дж. Меннарда и др.

Рассмотрению различных аспектов фазовой дифференциации вещества посвящена глава III данной монографии.

В ней, кроме общей схемы развития осадочного процесса, обсуждается эволюция представлений о разделении вещества в зоне осадкообразования и рассматриваются важнейшие факторы, определяющие это явление.

Особое внимание в книге уделено методологическим проблемам геохимии, осадочной минералогии и литологии.

В главе II детально рассматриваются сравнительно-литологический метод с его актуалистическим и историко-геологическим подходом, а также системный анализ, тесно связывающий собственно геохимические исследования с различ-

ными частями литологии – осадочной минералогией, петрографией, учениями о фациях и формациях.

Следует подчеркнуть, что при описании сравнительно-литологических исследований мы широко использовали «Решение I Литологического совещания по осадочным породам» [1953, с. 32], где этот метод публично обсуждался и был признан плодотворным.

Что касается системного анализа, то его широкое применение в литологии и геохимии, опирающееся на работы А.А. Богданова, Л. Берталанфи, И.В. Крутя, В.В. Меннера, Н.Б. Вассоевича, А.Н. Павлова, А.Н. Дмитриевского в конце XX века стало обязательным; теперь уже становятся глубоко архаичными геохимические исследования, не связанные с минералогией и петрографией горных пород, не опирающиеся на комплексные литолого-петрографические наблюдения и совершенно оторванные от материнской геологии.

Общеизвестно, что литолого-геохимическая парадигма, разрабатывающаяся Н.М. Страховым, не была завершена; из сферы интересов этого исследователя, к сожалению, выпали разделы, охватывающие вторичные, постдиагенетические преобразования осадочных отложений и, соответственно, процессы эпигенетического образования осадочных полезных ископаемых – нефти, газа, урана и редкометальных месторождений.

Между тем, именно катагенез является той стадией осадочного процесса, которая, наряду с диагенезом, служит важнейшим звеном, позволяющим провести аналогию между рыхлыми осадками и твердыми сформировавшимися осадочными породами, незаменимым элементом сравнительно-литологического исследования.

В главе XVI данной книги предлагается новая концепция катагенетических преобразований, в соответствии с которой они представляют собой результат сложных взаимодействий газоводных флюидов и осадочных отложений стратисферы. Согласно разработанным автором представлений, осадочные образования, слагающие стратисферу, по-разному отражают погружение в область высоких температур и давлений, в сочетании с динамикой движения газоводных флюидов.

Породы-флюидоупоры (глины, мергели, некоторые известняки, угли, черные нефтематеринские сланцы, эвапориты и соли) хорошо фиксируют изменение термодинамических показателей с глубиной и способны при определенных условиях рождать газоводные флюиды, становиться источником газоводных растворов в полузамкнутой физико-химической системе земных недр.

Характерно, что их минеральные изменения тесно связаны с воздействием повышающихся температур (и давлений), легко фиксируются отражательной способностью витринита и обычно образуют четкую вертикальную аутигенно-минералогическую зональность (зоны прото-, мезо- и апокатагенеза Н.Б. Вассоевича); она фиксирует историю погружения осадочных толщ вглубь стратисферы.

В отличие от них породы-флюидопроводники (пески, песчаники, некоторые алевролиты и известняки, гравелиты, конгломераты и др. коллекторы) являются путями миграции газоводных флюидов. К этой же группе образований принадлежат также штоки песков, песчаные кластические дайки, грязевулканические каналы, зоны повышенной трещиноватости, а также разломы, секущие напластования осадочных толщ.

По этим, проницаемым, путям легко перемещаются воды различного происхождения – инфильтрационные (вадозные) и эксфильтрационные (магматогенные,

метаморфогенные, гидротермальные, элизионные и др.), а также различные по составу газоводные флюиды; они оставляют вещественные следы в виде очень сложной аутигенно-минералогической зональности, пространственное положение которой определяется не глубиной погружения, а палеогидрогеологией региона.

Предлагаемая концепция хорошо увязывается с теорией урано-редкометального рудообразования с одной стороны и с латерально-миграционной теорией происхождения нефтяных углеводородов – с другой.

Хотя основные и принципиальные положения научной парадигмы Н.М. Страхова остаются незыблемыми и, по-видимому, сохранят свое значение в XXI веке, ряд разделов теории литогенеза, в свете новых фактических данных, несомненно нуждается в уточнении и даже в некотором пересмотре.

В конце XX века заметно изменились представления о стадиальности осадочного процесса; существенно расширилось понимание диагенеза, появилась новая трактовка катагенетических преобразований, «расплылись» границы между, казалось бы, резко разграниченными стадиями гипергенеза, выветривания и переотложения осадочного материала. Все эти новые веяния в той или иной форме отражены в соответствующих главах монографии.

Благодаря работам американских ученых, исследовавших генезис стратиформных месторождений типа «медистых песчаников и сланцев» в штате Мичиган и свинцово-цинковых месторождений долины рек Миссисипи – Миссури (США), существенно изменились наши представления о генезисе руд Cu-Pb-Zn (глава XII). Минералогическая зональность оруденения, формы залегания рудных скоплений, исследование газово-жидких включений позволили К.О. Энсайту, У.С. Уайту, Дж. Райту, К.Ф. Девидсону, А.О. Ренфро и Ж.Е. Смиту прийти к выводу об эпигенетическом происхождении свинцово-цинковых и медных залежей. Сходные выводы родились и у российских литологов и геохимиков, изучавших свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах девона Средней Азии (Е.Н. Кашинцева, Е.М. Шмариович, В.Н. Холодов, Д.И. Горжевский, А.И. Донец, Д.И. Павлов) и меденосные рифейские толщи Сибири (А.М. Лурье, И.Ф. Габлина и др.). Здесь также обозначилась парагенетическая связь оруденения с толщами эвапоритов и с деятельностью псевдотермальных рассолов, проникавших в красноцветные отложения. Выявившиеся факты заставили по-новому представить модель образования осадочно-гидротермальных месторождений Cu-Pb-Zn.

Значительные коррективы внесло в теорию геохимии осадочного процесса учение В.И. Вернадского о гидросфере и биосфере (глава XIII); вырвавшиеся из-под научного забвения идеи о планетарной роли биосферы и ее тесной связи с атмосферой, гидросферой и литосферой, о термодинамической неравновесности гипергенного минералообразования, о экологическом значении геохимических циклов и, наконец, о судьбе человека в век «ноосферы» заставили изменить наши взгляды на процессы формирования черных сланцев, фосфоритов, нефтяных и газовых месторождений и ряда других осадочных образований, генетически связанных с живыми организмами.

На основе детальных геохимических исследований современных и древних залежей фосфоритов (Г.Н. Батурин, В.Н. Холодов, Р.К. Пауль, В.С. Савенко, Ю.Н. Занин и др.) российские исследователи отвергли устаревшую гипотезу физико-химического происхождения фосфоритов А.В. Казакова и начали разработку новой биогенной осадочно-диагенетической гипотезы фосфоритообразования.

Именно этими представлениями мы руководствовались при написании глав XIV и XV, посвященных геохимическим особенностям и генезису так называемых аклиматических образований – черных сланцев и фосфоритов.

Наконец, многочисленные и разнородные геохимические наблюдения, достижения космонавтики, обобщение результатов проектов глубоководного бурения в современных океанах и морях, а также осознание огромной неполноты геологической летописи, позволили заметно модернизировать наши представления о развитии осадочного процесса во времени, об эволюции геохимических обстановок от архея до квартера.

Они изложены в главе XVII, где совокупно рассматривается эволюция атмосферы, гидросферы, биосферы, бассейнов седиментации и питающих провинций, активно влияющих на особенности реализации осадочных геохимических циклов.

В целом, как мы видим, в конце концов, написанная книга вышла за рамки стандартного учебного пособия и скорее представляет собой анализ научных проблем геохимии осадочного процесса на рубеже XX и XXI веков.

Публикуемая работа не может претендовать на полный и всесторонний анализ всех проблем, затронутых современной геохимией осадочного процесса.

В связи с ее большим объемом, автору пришлось отказаться от рассмотрения геохимии вулканогенно-осадочных явлений и геохимии ледового литогенеза. Сокращены разделы, посвященные методологии и, особенно, методике геохимических исследований. Неполно освещены проблемы эволюции климата и климатической зональности континентального блока Земли.

Автор прекрасно осознает все недостатки выполненного исследования и надеется, что эти пробелы читатель может восполнить знакомством с работами Н.М. Страхова «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» [М., ГОНТИ, 1963, 534 с.], Г.Ю. Бутузовой «Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря»[М., ГЕОС, 1998, 312 с.] и «Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане» [М., ГЕОС, 2003, 154 с.], Ю.В. Богданова «Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта» [М., Научный мир, 1997, 166 с.], Е.Г. Гурвича «Металлоносные осадки Мирового океана» [М., Научный мир, 1998, 336 с.], с коллективной работой «Справочник по литологии» [М., Недра, 1983, 509 с.] под редакцией Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко и В.И. Марченко, а также со сборником «Климат в эпохи крупных биосферных перестроек» [М., Наука, 2004, 299 с.] под редакцией М.А. Семихатова и Н.М. Чумакова.

При подготовке рукописи автор не стремился окончательно решить все затронутые проблемы; в некоторых разделах монографии вопросы решены, в других – они поставлены или только обозначены. Можно надеяться, что в будущем они стимулируют мысль исследователя и послужат началом новых и плодотворных геохимических работ.

Обилие обобщенного автором литературного материала заставило задуматься о сокращении списка литературы и количества ссылок на использованные работы.

Некоторая экономия объема была достигнута в результате упоминаний в тексте только наиболее важных и современных исследований, наряду со списочным перечислением старых работ, в которых когда-либо обсуждалась рассматриваемая проблема.

Необходимо подчеркнуть, что в списках авторов российские ученые перечисляются на русском языке, а иностранные – на языке их публикации. Фамилии зарубежных авторов, переведенных на русский язык, приводятся в транскрипции издательства.

При осуществлении своего замысла автор постоянно чувствовал доброжелательную поддержку научного коллектива – Лаборатории геохимии и литологии осадочных бассейнов ГИН РАН (Ю.О. Гаврилов, Р.И. Недумов, Г.Ю. Бутузова, Р.К. Пауль, С.В. Маленкина и др.); хочется от всей души поблагодарить этих сотрудников.

Особую благодарность следует выразить Р.И. Недумову и В.П. Шабровой, без участия которых работа несомненно не могла быть выполнена.

Автор очень признателен также своей жене – Инессе Алексеевне Кондратьевой – за постоянную поддержку, дружескую помощь и доброжелательную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-64033.

ГЛАВА 1
ОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

По мнению многих исследователей [Заварицкий, 1932; Швецов, 1948; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953; Страхов, 1960 и др.], осадочный процесс представляет собой циклическое перемещение вещества, осуществляемое на рубеже литосферы, гидросферы, биосферы и атмосферы. Он начинается с выветривания материнского субстрата, сложенного магматическими, метаморфическими и осадочными породами, переходит в водный или эоловый перенос продуктов их разрушения с последующим накоплением этих образований в конечных водоемах стока. Далее отложенные в субаквальной среде осадки трансформируются, уплотняются и переходят в слоистые осадочные породы. Перекрывая друг друга, осадочные отложения постепенно уходят в глубь стратисферы или слоистой оболочки Земли, в области повышенных температур и давлений. В результате они все интенсивнее метаморфизуются, а иногда даже подвергаются переплавлению или палингенезу.

Тектонические поднятия, формирование орогенов и внедрение магматических масс в складчатые системы завершают нормальный цикл осадочного породообразования и вместе с осадочными толщами ввергают эндогенные породы в гипергенный круговорот.

Осадочный геологический цикл повторяется снова, хотя иногда тектонические движения могут и прерывать нормальное развитие осадочного процесса, делая его цикл незавершенным.

Как бы то ни было, но главными движущими силами осадочного процесса на Земле является борьба тектонических эндогенных сил, создающих складки, поднятия и хребты орогенических зон, с агентами выветривания, представляющими экзогенные силы, стремящиеся нивелировать созданные неровности.

Главная задача геохимии осадочного процесса заключается в том, чтобы рассмотреть это явление на атомарном уровне, постигнуть законы, управляющие движением атомов; в число ее задач входят также изучение закономерностей распределения химических элементов в стратисфере, гидросфере, биосфере и атмосфере, исследование причины, определяющих их рассеяние, миграцию и концентрацию, выявление причин и условий образования рудных скоплений химических элементов и оценка эволюции кларковых и рудных содержаний химических элементов во времени.

Область, в которой реализуется осадочный процесс, довольно четко распадается на зону осадкообразования и стратисферу.

Зона осадкообразования

Зона осадкообразования в ее современном варианте охватывает всю площадь нашей планеты, т.е. 510×10^6 км^2. Осадки здесь образуются повсеместно. Они

формируются у полюсов, на поверхности льдов и снегов, заносимые сюда движениями воздуха, они перемещаются системой временных потоков, ручьев, рек и фиксируются почвами гумидных областей, они получают широкое распространение на пустынных плоскогорьях, где наряду с барханами и лессами эоловым путем перемещается огромное количество терригенного материала в виде пыльных бурь, ветров, они выбрасываются жерлами вулканов, вокруг которых концентрируются лавы, лапилли, пирокластический материал и вещественные следы интенсивной гидротермальной и газотермальной деятельности.

В пределах континентального блока Земли ($149x10^6$ км^2) осадкообразование проявляет себя повсюдно, хотя сохраняются его производные далеко не везде. Следует также напомнить, что все 6 континентов планеты служат гигантской областью сноса для Мирового океана ($360x10^6$ км^2). В то же время 4 океана Земли – Тихий, Индийский, Атлантический и Ледовитый – являются конечными водоемами стока, и здесь осадконакопление проявляет себя довольно отчетливо, хотя и не всегда равномерно.

Химические, физико-химические и биологические реакции, определяющие процессы образования осадков, изменяются в зоне седиментации в очень широких пределах, а это сильно отражается на развитии минералообразования.

Главными факторами, воздействующими на ход осадочного процесса, являются давление и температура. Они ведут себя по-разному на континентах и в океанах.

В пределах континентального блока планеты атмосферное давление довольно стабильно. На земной поверхности оно составляют около 1 атм или 760 мм ртутного столба, но с высотой, по мере разреженности атмосферы, атмосферное давление падает следующим образом: 0 м – 760 мм; 10 км – 198 мм; 20 км – 41,7 мм; 30 км – 8,7 мм; 50 км – 1 мм. Заметно меняется давление также в равнинной части континентов в связи с циклональными и антициклональными движениями воздушных масс; в центральных частях циклонов оно понижено, а в центре антициклонов – повышено. В целом, однако, по сравнению с колебаниями температуры давление на площади континентов довольно стабильно.

Действительно, температура в этой части нашей планеты ведет себя очень контрастно. Известно, что вблизи от полюсов она понижается до очень низких значений. В районах Верхоянска (пос. Оймикон) в России зимой была зафиксирована температура –79°С, тогда как на станции Восток, в Антарктиде рекордное ее значение достигло –90°С, с другой стороны, в пустынях Кара-Кум и Сахара летом температура воздуха поднимается до +57, +58°С, а рекордная жара, установленная в долинах Калифорнии, достигала +60°С.

Таким образом, на поверхности континентальной области планеты колебания температуры воздуха достигают 150°С. Для минералообразующих химических реакций это имеет огромное значение, поскольку согласно правилу Вант-Гоффа *скорость процессов удваивается* или *утраивается с повышением температуры на 10°С*. Очевидно, что скорости химических реакций на поверхности планеты должны изменяться в очень широких пределах.

С удалением от поверхности Земли температура ведет себя сложно. До уровня нижних слоев стратосферы она уменьшается, достигая на высоте 17–18 км над экватором –60 или даже –80°С. Но выше, в связи с увеличением количества озона, на высоте 30–35 км, температура снова повышается.

Существенно иначе ведут себя термобарические параметры в океаническом секторе Земли, который охватывает примерно 2/3 площади земного шара.

Распределение тепла в Мировом океане довольно сложно варьирует в пространстве и времени, однако типичный термальный профиль выглядит следующим образом. До глубины 150–200 метров продолжается тот поверхностный слой, в котором температура очень непостоянна и изменяется в зависимости от метеорологических условий. Здесь она может достигать +15, +20°С. Ниже поверхностного слоя температура воды постепенно снижается, но все еще отражает колебания температуры воздуха (главный термоклин). Ниже глубин 600–800 метров она стабилизируется и до самых больших глубин сохраняет значения 0–4°С.

Давление в толще морской и океанической воды довольно равномерно увеличивается с глубиной. Так как на каждые 10 м толщины водного слоя давление возрастает на 1 атм, нетрудно подсчитать, что на средней глубине Тихого океана оно будет оцениваться в 428,2 атм, Индийского – 396,3 атм, Атлантического – 392,6, а в самых глубоких частях Мирового океана давление достигает величины 1000 атм.

Можно придти к выводу, что в области осадкообразования на континентах наиболее важным термодинамическим показателем является температура, тогда как в океанах – давление.

Влияние давления на геохимические процессы в океанической среде должно проявлять себя достаточно интенсивно, ибо, согласно принципу Ле-Шателье, *если в системе, находящейся в состоянии подвижного химического равновесия изменять температуру, давление или концентрацию, то состояние равновесия сдвигается в сторону противодействия первоначальному изменению.*

Стратисфера

Стратисферой принято называть всю совокупность осадочных и вулканогенно-осадочных пород, сохранившихся от денудации и не перешедших в состояние метаморфических образований. Если осадкообразование на нашей планете можно рассматривать как результат гипергенного разрушения континентального блока и захоронения продуктов этого разрушения в океаническом секторе Земли, осложненное проявлениями вулканической деятельности, то стратисфера является прямым историческим результатом этого длительного и многократно повторяемого геологического процесса, реликтом прошлых осадочных циклов.

Стратисфера, или самая верхняя слоистая и твердая оболочка Земли, является прерывистой как на континентах, так и в океанах. На континентальном блоке осадочная оболочка, по данным А.Б. Ронова [1993], покрывает 80% суши. При этом здесь она представлена всеми подразделениями фанерозоя и неметаморфизованной частью докембрия. В геосинклиналях и в краевых платформенных впадинах типа Прикаспийской мощность осадочного чехла нередко достигает 20–30 км и более. В пределах древних платформ она сокращается до 5–6 км и постепенно выклинивается по направлению к щитам и орогенам, где на дневную поверхность выходят породы «гранитно-метаморфического» слоя.

В океанах на 2-ом сейсмическом базальтовом слое лежат осадочные отложения, значительно уступающие по стратиграфическому охвату осадочным слоям континентов; здесь самые древние толщи принадлежат к верхней юре и перекрываются отложениями мезозоя и кайнозоя. Максимальные мощности осадочных толщ зафиксированы на шельфах, в дельтах крупных рек; здесь они достигают 18–20 км. В других частях шельфов толщина осадочного чехла обычно не пре-

вышает 5–6 км, на материковом склоне она уменьшается до 2,5 км. Еще меньшие мощности осадочных отложений океанов фиксируются по мере приближения к срединным хребтам; в этом направлении стратисфера выклинивается и на дне бассейнов появляются базальты и их метаморфические производные.

Согласно расчетам А.Б. Ронова, А.А. Мигдисова и А.А. Ярошевского [1990], общий объем осадочной оболочки Земли составляет 1130 млн км^3, что равно 11% объема земной коры и 0,1% объема Земли.

Если термодинамические показатели зоны осадкообразования целиком связаны с экзогенными, космическими источниками, то давление и температура стратисферы полностью зависят от эндогенных, внутренних энергетических факторов нашей планеты.

По мере углубления в стратисферу температура возрастает в полном соответствии с геотермическим градиентом: на каждые 33 м глубины температура в среднем увеличивается на 1°С. Это означает, что на глубинах в 1 км температура должна составлять 30°С; в 2 км – 60°С; в 3 км – 90°С; в 4 км – 120°С; в 5 км – 150°С и т.д.

Следует, однако, подчеркнуть, что такие усредненные показатели не всегда отвечают реальным значениям; как показали исследования Я.Б. Смирнова [1980], тепловые потоки резко усиливаются в альпийских поднятиях континентов и в поднятиях современных островных дуг океанов и ослабевают в пределах древних докембрийских платформ континентов.

Не менее любопытно поведение давления. При погружении в глубь стратисферы давление растет со сказочной быстротой: углубление на 100 метров приводит к его росту на 27 атм. Это означает, что на глубине 1 км давление будет равно 270 атм, а на глубине 5 км – 1850 атм Значение приведенных данных трудно переоценить, поскольку стратисфера формируется путем непрерывного наращивания слоев сверху; каждый последующий пласт перекрывает предыдущий и как бы «утапливает» его в глубь системы. Получается, что с течением времени каждый возникший слой осадочного материала опускается все глубже и глубже в область высоких давлений и температур, а слагающие его минералы должны адекватно реагировать на изменение термобарических обстановок.

Средний состав стратисферы

Стратисфера создалась в результате сложных и длительных геологических процессов, и поэтому она представлена пластами различных по петрографическому и химическому составу пород. Количественные соотношения различных типов пород, слагающих слоистую оболочку Земли, одним из первых попытался определить Ф. Кларк [Clarke, 1924]. В монографии «Data of geochemistry» он утверждал, что глины и глинистые сланцы слагают 80% стратисферы, пески и песчаники – 15%, а карбонатные породы – 5%. Позднее эти соотношения претерпели сильные изменения. Так, например, А. Холмс оценивал отношение сланцев и глин к песчаникам и карбонатам как 70:16:14 [Holmes, 1937], М. Хорн и Дж. Адамс соответственно 73:30:7 [Horn, Adams, 1966], а Ф. Викман – 83:8:9 [Wickman, 1954].

Наиболее точными следует считать расчеты А.Б. Ронова [1993], который подвел под свои оценки солидную картографическую базу и кроме данных по континентальному блоку Земли учел результаты глубоководного бурения в океанах. Согласно его расчетам, в стратисферу включены 44,6% глин и глинистых сланцев, 21,8%

песчаников, 17,8% карбонатных пород, 1,1% солей, гипсов и ангидритов, 2,0% кремней и кремнистых пород, 12,7% вулканических пород различного состава.

Зная соотношения осадочных и вулканогенно-осадочных пород в стратисфере, можно приблизительно представить себе ее химический состав. По всей вероятности, он должен быть близок к тем данным, которые в свое время получил Ф. Кларк, исследовавший верхние оболочки планеты, включающие стратисферу, гидросферу и атмосферу (%):

Кислород – 46,28	Магний – 2,77
Кремний – 28,02	Калий – 2,47
Алюминий – 8,14	Натрий – 2,43
Железо – 5,58	Титан – 0,33
Кальций – 3,27	Фосфор – 0,10
	Σ = 99,39

В дальнейшем распространенность химических элементов в осадочной оболочке Земли исследовалась многими учеными (И. Фохт, Г. Вашингтон, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, П.Н. Червинский, В.М. Гольдшмидт, К. Ранкама, Т. Сахама, А.П. Виноградов, А.Б. Ронов, К. Краускопф и др.). В честь зачинателя этой работы Ф. Кларка в 1923 году А.Е. Ферсман предложил назвать среднее содержание химического элемента в земной коре в какой-либо ее части, в Земле в целом, а также в планетах и других космических объектах термином «кларк». Выяснилось также, что благодаря вертикальной и латеральной неоднородности стратисферы вычислить кларки чрезвычайно сложно.

А.Б. Ронов [1993], определивший общую массу стратисферы Земли в $269 \cdot 10^{24}$ т установил, что в ней содержатся (масс. %):

Окислы	С эффузивами	Без эффузивов	Окислы	С эффузивами	Без эффузивов
SiO_2	51,02	50,37	P_2O_5	0,164	0,160
TiO_2	0,655	0,617	Сорг	0,46	0,54
Al_2O_3	12,67	11,99	CO_2	7,68	8,99
Fe_2O_3	2,56	2,42	SO_3	0,228	0,263
FeO	2,80	2,38	Sпир	0,209	0,238
MnO	0,125	0,120	Cl	0,512	0,598
MgO	3,24	2,96	F	0,046	0,047
CaO	10,54	10,92	H_2O	3,23	3,60
Na_2O	1,92	1,73	$-O=S+Cl_2+F_2$	0,239	0,273
K_2O	2,18	2,33	Сумма	100	100

Эти цифры довольно условны, и в практической деятельности большинство геохимиков-осадочников предпочитают использовать более надежные данные А.П. Виноградова [1962], который рассчитал средние или кларковые содержания почти всех химических элементов для разных типов магматических, метаморфических и осадочных пород (табл. 1).

Таблица 1. Распространенность элементов в горных породах (вес. %) по А.П. Виноградову (1962)

Элемент	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дуниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты)	Осадочные породы (глины и сланцы)	2 части кислых пород + 1 часть основных пород
1	2	3	4	5	6	7	8
H	–	–	–	–	–	–	–
He	–	–	–	–	–	–	–
Li	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$3{,}2\cdot10^{-3}$
Be	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$5{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3{,}8\cdot10^{-4}$
B	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$
C	$4\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	1,0	$2{,}3\cdot10^{-3}$
N	$1\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2{,}2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	6·10-2	$1{,}9\cdot10^{-3}$
O	35,0	42,5	43,5	46,0	48,7	52,8	47,0
F	$2{,}8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3{,}7\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	5·10-2	$6{,}6\cdot10^{-2}$
Ne	–	–	–	–	–	–	–
Na	$7\cdot10^{-1}$	$5{,}7\cdot10^{-1}$	1,97	3,0	2,77	0,66	2,50
Mg	14,0	25,9	4,5	2,18	0,56	1,34	1,87
Al	1,30	0,45	8,76	8,85	7,7	10,45	8,05
Si	18,0	19,0	24,0	26,0	32,3	23,8	29,5
P	$5\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$	$1{,}4\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-1}$	$7\cdot10^{-2}$	$7{,}7\cdot10^{-2}$	$9{,}3\cdot10^{-2}$
S	2,0	$1\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-1}$	$4{,}7\cdot10^{-2}$
Cl	$7\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$
Ar	–	–	–	–	–	–	–
K	$8{,}5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-1}$	2,3	3,34	2,28	2,50
Ca	1,40	0,7	6,72	4,65	1,58	2,53	2,96
Sc	$6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$2{,}4\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$
Ti	$5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	0,9	0,8	0,23	0,45	0,45
V	$7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$9\cdot10^{-3}$
Cr	$2{,}5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-3}$
Mn	$2\cdot10^{-1}$	$1{,}5\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-2}$	$6{,}7\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-1}$
Fe	25,0	9,85	8,56	5,85	2,7	3,33	4,65
Co	$8\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$
Ni	1,35	$2\cdot10^{-1}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$5{,}5\cdot10^{-3}$	8·10-4	$9{,}5\cdot10^{-3}$	$5{,}8\cdot10^{-3}$
Cu	$1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5{,}7\cdot10^{-3}$	$4{,}7\cdot10^{-3}$
Zn	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$7{,}2\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-3}$	$8{,}3\cdot10^{-3}$
Ga	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}9\cdot10^{-3}$

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8
Ge	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$
As	$3\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$6{,}6\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$
Se	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$6\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$
Br	$5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$
Kr	–	–	–	–	–	–	–
Rb	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}0\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$
Sr	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-2}$	$3{,}4\cdot10^{-2}$
Y	$8\cdot10^{-5}$	–	$2\cdot10^{-3}$	–	$3{,}4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$2{,}9\cdot10^{-3}$
Zr	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$1{,}7\cdot10^{-2}$
Nb	$3\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Mo	$6\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}1\cdot10^{-4}$
Tc	–	–	–	–	–	–	–
Ru	$1\cdot10^{-4}$	–	–	–	–	–	–
Rh	$1{,}9\cdot10^{-5}$	–	–	–	–	–	–
Pd	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}9\cdot10^{-6}$	–	$1\cdot10^{-6}$	–	$1{,}3\cdot10^{-6}$
Ag	$9{,}4\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-5}$	7.10^{-6}	$5\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-6}$
Cd	$1\cdot10^{-5}$	5.10^{-6}	$1{,}9\cdot10^{-5}$	–	$1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$
In	$1\cdot10^{-7}$	$1{,}3\cdot10^{-6}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$	–	$2{,}6\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$	$2{,}5\ 10^{-5}$
Sn	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	–	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$
Sb	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$2{,}6\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$
Te	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-7}$
I	$4\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-5}$
Xe	–	–	–	–	–	–	–
Cs	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	–	$5\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$
Ba	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$
La	$3\cdot10^{-5}$	–	$2{,}7\cdot10^{-3}$	–	$6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$2{,}9\cdot10^{-3}$
Ce	$5\cdot10^{-5}$	–	$4{,}5\cdot10^{-4}$	–	$1\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$7\cdot10^{-3}$
Pr	$1\cdot10^{-5}$	–	$4\cdot10^{-4}$	–	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-4}$
Nd	$6\cdot10^{-5}$	–	$2\cdot10^{-3}$	–	$4{,}6\cdot10^{-3}$	$2{,}3\cdot10^{-3}$	$3{,}7\cdot10^{-3}$
Pm	–	–	–	–	–	–	–
Sm	$2\cdot10^{-5}$	–	$5\cdot10^{-4}$	–	$9\cdot10^{-4}$	$6{,}5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$
Eu	$8\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-4}$	–	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$
Gd	$4\cdot10^{-5}$	–	$5\cdot10^{-4}$	–	$9\cdot10^{-4}$	$6{,}5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$
Tb	$5\cdot10^{-6}$	–	$8\cdot10^{-5}$	–	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$4{,}3\cdot10^{-4}$
Dy	$3{,}5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-4}$	–	$6{,}7\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$
Ho	$7\cdot10^{-6}$	–	$1\cdot10^{-4}$	–	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8
Er	$2\cdot10^{-5}$	–	$2\cdot10^{-4}$	–	$4\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}3\cdot10^{-4}$
Tu	$4\cdot10^{-6}$	–	$2\cdot10^{-5}$	–	$3\cdot10^{-5}$	$2{,}5\cdot10^{-5}$	$2{,}7\cdot10^{-5}$
Yb	$2\cdot10^{-5}$	–	$2\cdot10^{-4}$	–	$4\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3{,}3\cdot10^{-5}$
Lu	$3{,}5\cdot10^{-6}$	–	$6\cdot10^{-5}$	–	$1\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-5}$	$8\cdot10^{-5}$
Hf	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
Ta	$2\cdot10^{-6}$	$1{,}8\cdot10^{-6}$	$4{,}8\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$
W	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$
Re	$8\cdot10^{-8}$	–	$7{,}1\cdot10^{-8}$	–	$6{,}7\cdot10^{-8}$	–	$7\cdot10^{-8}$
Os	$5\cdot10^{-5}$	–	–	–	–	–	–
Ir	$4{,}8\cdot10^{-5}$	–	–	–	$6{,}3\cdot10^{-7}$	–	–
Pt	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	–	–	–	–
Au	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-7}$	$4\cdot10^{-7}$	–	$4{,}5\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$4{,}3\cdot10^{-7}$
Hg	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-6}$	–	$8\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-5}$	$8{,}3\cdot10^{-6}$
Tl	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
Pb	$2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$8\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$
Bi	$3\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$7\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	$9\cdot10^{-7}$
Po	–	–	–	–	–	–	–
At	–	–	–	–	–	–	–
Rn	–	–	–	–	–	–	–
Fr	–	–	–	–	–	–	–
Ra	–	–	–	–	–	–	–
Ac	–	–	–	–	–	–	–
Th	$4\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-7}$	$3\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$
Pa	–	–	–	–	–	–	–
U	$1{\cdot}5\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-7}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-8}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$
Np	–	–	–	–	–	–	–
Pu	–	–	–	–	–	–	–

Анализируя распространенность химических элементов в стратисфере на кларковом уровне приходится признать, что два химических элемента – кислород и кремний являются здесь наиболее типичными и составляют более 75% от общей массы. Далее следует алюминий, железо, кальций, калий, углерод и магний, содержание которых соответствует процентам. Среди них кларк Al достигает 6,93%, а кларк Mg равняется 1,52%. Еще далее в убывающем порядке располагаются натрий, титан, фосфор и сера; все они содержатся в осадочных толщах в количествах, не превышающих десятые доли процента.

Итак, перечисленные двенадцать химических элементов являются преобладающими компонентами стратисферы; все остальные элементы таблицы Д.И. Менделеева присутствуют в осадочном чехле в сотых и тысячных долях %.

Рекордно минимальный кларк имеет 84-ый элемент таблицы Д.И. Менделеева – полоний; его среднее содержание оценивается величиной в $2 \cdot 10^{-14}$%.

Полезные ископаемые стратисферы и условия их образования

На фоне общего рассеяния химических элементов в стратисфере локализуются месторождения полезных ископаемых, в которых содержание полезного компонента во много раз превышает кларковое. Среди разнообразных полезных ископаемых осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса довольно определенно выделяются три различные группы: 1) полезные ископаемые – породы; 2) полезные ископаемые – минералы и 3) полезные ископаемые – элементы. Закономерности их размещения, способы образования и методы исследования существенно отличаются друг от друга.

Полезные ископаемые-породы, формируя резко выраженные геологические тела – пласты, линзы, прослои, – являются равноправными составляющими осадочной толщи и легко исследуются обычными геологическими и литолого-фациальными методами в полевых условиях. В них рудные породы резко отличаются от безрудных, а условия залегания полезного ископаемого легко определяется в обнажениях или в скважинах и канавах. К этой группе полезных ископаемых относятся бокситы, железные и марганцевые руды, угли, соли и эвапориты.

Полезные ископаемые-минералы образуют линзы и линзовидные тела, гнезда, дайки, жилы; многие рудные тела этих образований включаются в сложные вторичные деформации, нарушающие первичное залегание рудных скоплений. Границы рудных тел в них часто расплывчатые, иногда осложненные вторичными преобразованиями.

Наряду с полевыми наблюдениями, исследование полезных ископаемых этой группы требует применения шлихования и других минералогических методов. К полезным ископаемым этой группы принадлежат россыпи и россыпные формации, стратиформные месторождения меди, свинца и цинка и другие рудные месторождения.

Полезные ископаемые-элементы образуют довольно большую группу скоплений, в которых рудный компонент отчасти сконцентрирован, но отчасти рассеян среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород и слагающих их минералов. В этой группе месторождений рудные породы с трудом отличаются от безрудных, а формы рудных тел часто устанавливаются геофизическими или экспресс-методами, применяемыми в полевых условиях.

Рудные тела чаще всего представляют собой линзы, роллы, штокверки, столбы, иногда и жилы, местами хорошо вписывающиеся в напластование и фациальную зональность вмещающих пород, а местами ее резко секущие. К третьей группе месторождений полезных ископаемых принадлежат скопления редких и радиоактивных элементов, таких как Ra, U, Se, V, Re, Sc, Te, Ga, Ge, Tl, In, Li, Rb, Cs, TR, Cd, W и др.

Полезные ископаемые-породы в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях стратисферы обычно приурочены к континентальным или континентально-морским мелководным фациям и часто контролируются перерывами в осадконакоплении и несогласиями.

Бокситы представляют собой осадочную породу, резко обогащенную минералами алюминия. Если кларк алюминия в стратисфере оценивается в 10,45% [Виноградов, 1962], то в рудных бокситоносных породах содержание алюминия

возрастает до 63%; иначе говоря, бокситообразование сопровождается увеличением содержания алюминия в 6–7 раз.

Бокситы представляют собой гетерогенную осадочную породу, сложенную пеллетами, обломками, гальками, оолитами и бобовинами, сцементированными тонким алюмосодержащим глинистым материалом, окрашенным гидроксидами железа в ржаво-бурые тона. Обычно пласты, линзы, гнезда бокситов тесно связаны с элювием кор выветривания, хотя вблизи от таких скоплений можно наблюдать все формы переотложения бокситового материала, от склоновых смещений до значительного перемещения и захоронения в озерных и морских условиях.

Наиболее распространенными минералами алюминия, слагающими бокситы, являются: гиббсит – $Al(OH)_3$, две полиморфные модификации α-Al(OH) – диаспор и γ-AlO(OH) – бемит и корунд – Al_2O_3. Если сравнить между собой химические формулы главных минералов, слагающих бокситовую руду, станет очевидным, что в основе их образования лежат реакции гидролиза алюминия.

Реакция гидролиза обычно осуществляется при воздействии воды, которая в природе диссоциирует по схеме: $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$. Напомним, что ион H^- является носителем кислого начала, а ион OH^- – щелочного. В обычных условиях между ионами H^+ и OH^- в воде существует равновесие, которое отражается в значении pH (отрицательного логарифма концентрации иона H), равном 7. Если в водном растворе начинают преобладать ионы H^+, реакция становится кислой, а значения pH падают от 7 до 1. Если, наоборот, в растворе увеличивается количество ионов OH^-, pH среды возрастает от 7 до 14, а реакция становится щелочной.

При выветривании магматических пород, выведенных на дневную поверхность, очень широко распространенные в них алюмосиликатные минералы (полевые шпаты, плагиоклазы и др.) легко разлагаются в коре выветривания, образуя каолинит, щелочи и SiO_2; каолинит ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$) промывается поверхностными водами, и в результате его разложения и гидролиза алюминия возникают гиббсит, диаспор и бемит; они-то и формируют промышленные залежи бокситов.

Железные руды формируются в гораздо более широком диапазоне гипергенных обстановок, в первую очередь, благодаря различию свойств алюминия и железа. Алюминий имеет одну форму нахождения, он всегда трехвалентен, и эта его особенность упрощает дело. Железо в зоне гипергенеза в отличие от алюминия может находиться в двухвалентной форме Fe^{+2} и в трехвалентной форме Fe^{+3}; в двухвалентной форме железо хорошо растворимо в воде, особенно в присутствии органического вещества, и мигрирует на большие расстояния. В трехвалентной форме железо гидролизуется и, подобно алюминию, образует минеральные скопления.

В стратисфере распространены три типа осадочных и вулканогенно-осадочных железорудных месторождений. К первому типу принадлежат оолитовые гидроксидно-хлорит-сидеритовые месторождения, ко второму – сидеритовые железные руды и, наконец, к третьему – джеспиллитовые железисто-кремневые, иногда сильно метаморфизованные образования, связанные с докембрийскими толщами. Их полное описание можно найти в статьях В.Н. Холодова и Г.Ю. Бутузовой [2004].

Оолитовые гидроксидно-хлорит-сидеритовые руды представляют собой зернистую породу бурого или зеленовато-серого цвета, включающую редкие крупные бобовины, гальки и конкреции; присутствует фауна моллюсков. Обычно они образуют мощные пласты от 3 до 10 метров мощности. Сидеритовые руды часто представлены серой кристаллической карбонатной породой, иногда слагающей

крупные конкреции и стяжения. Джеспиллиты – тонкослоистая порода, в которой рудные слойки, сложенные минералами железа, чередуются с кварцем и кремнистыми породами.

Среднее кларковое содержание железа в осадочных породах – 3,33%; в рудных залежах содержание металла колеблется от 30 до 60–70%. Это означает, что при образовании рудных скоплений кларк концентрации железа колеблется от 10 до 20. Хотя известны железорудные залежи, пространственно связанные с корами выветривания и низинными торфяными болотами, оолитовые гидрогетит-хлорит-сидеритовые скопления тяготеют к палеодолинам рек и к мелководным морским фациям. Здесь они формируют пласты и линзы.

В строении железных руд большую роль играют гидроксиды железа, такие как гидрогетит – $FeOOH{\cdot}nH_2O$, или $Fe_2O_3{\cdot}H_2O$, гетит – $FeOOH$, или $Fe_2O_3{\cdot}H_2O$, гематит – Fe_2O_3, или Fe_3O_4, большая группа хлоритов – $(Mg, Fe^{+3})_{6-p}(Al, Fe^{+3})_{2p}Si_{4-p}(OH)_8$, где p=3–4, а также сидерит – $FeCO_3$. Как видно из формул гидроксидов железа, в их осаждении также большую роль играют реакции гидролиза, идущие по типу: $FeCl_3+3H_2O\leftrightarrow Fe(OH)_3+3HCl$; при этом гидроокись железа в виде хлопьев и коллоидных сгустков быстро осаждается из раствора. Формирование сидеритов определяется карбонатными равновесиями. Как известно, известняк в присутствии значительного количества углекислоты, растворенной в воде, образует хорошо растворимый в водах бикарбонат по схеме:

$$CaCO_3+CO_2+H_2O\leftrightarrow Ca(HCO_3)_2.$$

Очевидно, что потеря газообразной углекислоты будет благоприятствовать переходу жидкой карбонатной фазы в твердую, причем наряду с $CaCO_3$ в этих случаях возможно формирование $FeCO_3$ (сидеритов), а также $MnCO_3$ (родохрозитов) и $MgCO_3$(магнезитов):

$$\underset{\text{жидкая фаза}}{CO_2\leftrightarrow H_2CO_3\leftrightarrow(Ca, Mg, Fe, Mn)(HCO_3)_2}\leftrightarrow\underset{\text{твердая фаза}}{(Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3}$$

Марганцевые руды довольно близки к железным рудам, однако отличаются от них благодаря поливалентности марганца. В геохимии марганца наибольшее значение имеют двухвалентный марганец – Mn^{+2}, трехвалентный – Mn^{+3} и четырехвалентный – Mn^{+4}; кроме этих главных форм встречаются Mn^{+1}, Mn^{+5}, Mn^{+6}, Mn^{+7}.

Двухвалентный марганец сходен с Fe^{+2}; он легко переносится в ионных растворах и осаждается в виде гидратов в сильнощелочных средах. Трехвалентный марганец, как и Fe^{+3}, быстро осаждается при гидролизе солей в форме гидратов. Четырехвалентный марганец в условиях богатой кислородом среды оказывается неустойчивым и образует разнообразные соли и гидраты.

Среднее содержание марганца в стратисфере оценивается величиной в 0,067%, тогда как в марганцевых рудах его содержание обычно колеблется от19 до 30%; это означает, что в рудообразующих процессах кларк концентрации марганца колеблется от 283 до 582.

Как и железорудные, марганцевые осадочные месторождения бывают связаны с элювием кор выветривания, распространены в озерных водоемах, но чаще всего встречаются среди морских отложений, где они формируют пластообразные тела и линзы.

Вулканогенно-осадочные марганцевые руды отличаются тонкой слоистостью и ассоциацией с кремнями и яшмами.

Морские марганцевые руды образуют пласты, линзы, конкреции, разнообразные желваки и слойки и имеют чрезвычайно прихотливый облик. Среди минералов, слагающих эти скопления, распространены: родохрозит – $MnCO_3$, манганокальцит – $(Ca, Mn)CO_3$, олигонит – $(Mn, Fe)CO_3$, псиломеланы – $mRO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$, где RO=MnO, BaO, CaO, NiO, MgO, K_2O, вернадит – $MnO_2 \cdot nH_2O$, манганит – $Mn_2O_3 \cdot H_2O$, браунит – Mn_2O_3 и пиролюзит – MnO_2.

Главный геохимический процесс формирования осадочных марганцевых месторождений связан с карбонатообразованием; он был рассмотрен нами при описании железных руд. Сформированные карбонатные морские руды подвергаются последующему окислению и формируют все многообразие гидроксидов зоны окисления.

Угли являются полезным ископаемым, очень широко развитым в верхнефанерозойской стратисфере континентов. Они представляют собой производное наземной растительности, накопленной в условиях низовых и верховых торфяных болот. Среднее содержание углерода в осадочных породах равно 1%, в торфяниках его содержание достигает 52,7%, а в угольной массе оно колеблется от 65 до 90%. Таким образом, наземная растительность является мощным концентратором углерода, а после захоронения в торфяных болотах оторфование (тление, гумификация и битуминизация) в сочетании с последующей углефикацией увеличивают концентрацию углерода в 60–90 раз.

Угольные бассейны представляют собой грандиозные сооружения; площадь, которую они занимают, колеблется от 6200 км^2 (Рурский бассейн) до 1 045 000 км^2 (Тунгусский бассейн), причем количество рабочих пластов углей в них достигает 80–150.

Уголь представляет собой плотную породу от бурого до черного цвета, состоящую из одного или нескольких ингредиентов (витрен, дюрен, кларен и др.) и содержащую форменные элементы – распознаваемые остатки растений (кутикулу, споры, пыльцу и др.). Если средний состав растительной массы можно условно представить в виде $C_6H_{12}O_6$, то главной геохимической реакцией углеобразования и потребления углей будет:

$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O + \text{тепло в ккал}$$

Эвапориты и соли обычно достаточно широко распространены в красноцветных, аридных отложениях стратисферы. Они образуют пласты и линзы плотных кристаллических пород. Значительная часть промышленных залежей солей образовалась в процессе испарения морской воды. Напомним, что воды морей и океанов подчиняются правилу Морсета – при изменении солености соотношения между концентрациями главных компонентов остаются примерно постоянными.

Соотношения между компонентами морской воды при солености 35% выглядят следующим образом (г/кг):

Cl^- 19,353	Ca^{+2} – 0,413
Na^+ – 10,76	H^- – 0,387
SO^{-2}_4 – 2,712	HCO^-_3 – 0,142
Mg^{+2} – 1,294	Br^- – 0,067
	Sr^{+2} – 0,008

Испарение и увеличение концентрации морской воды в бухтах, заливах и водоемах с затрудненным водообменном, согласно правилу Ле-Шателье, вызывает ответную реакцию системы и приводит к последовательному осаждению солей на дне. В результате образуется много различных минералов, среди которых особенно важны: кальцит – $CaCO_3$, доломит – $CaMg(CO_3)_2$, гипс – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, кизерит – $MgSO_4 \cdot H_2O$, каинит –$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$, галит – NaCl, сильвин – KCl, карналлит – $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, бишофит – $MgCl_2 \cdot 6H_2O$.

Изолированные солеродные бассейны иногда отличаются огромными размерами. Так, например, Верхоленская солеродная формация охватывает территорию в 500000 км^2, причем мощность ее достигает 100–120 м, Мичиганский солеродный бассейн занимает площадь в 500000 км^2, мощность эвапоритовых отложений в нем равна 1350 м, а некоторые пласты галититов превышают мощность в 80–100 м.

К группе полезных ископаемых–пород принадлежат также «черные» или горючие сланцы, фосфориты и другие образования стратисферы.

Полезные ископаемые-минералы представлены россыпями и россыпными формациями, а также стратиформными месторождениями сульфидов меди, свинца и цинка.

Россыпи объединяют скопления самородных металлов и наиболее устойчивых по отношению к выветриванию минералов. К наиболее распространенным среди них принадлежат циркон – $ZrSiO_4$, рутил – TiO_2, ильменит – $(Fe, Mg)TiO_3$, колумбит – $(Fe, Mn)Nb_2O_6$, танталит – $(Fe, Mn)Ta_2O_6$, касситерит – SnO_2, шеелит – $CaWO_4$, магнетит – $FeFe_2O_4$, монацит – $(Ce, La)PO_4$, ксенотим – YPO_4 и др. Они формируются в связи с элювием кор выветривания или на участках интенсивного шлихования осадочного материала в руслах рек или на берегах морей и океанов.

Стратиформные месторождения сульфидов пространственно связаны с красноцветными или карбонатными формациями. Сульфидные минералы слагают участки цемента породы, образуют прожилки, замещают составные части вмещающих пород, формируют линзы и гнезда. Наиболее распространенными среди них считаются халькозин – Cu_2S, борнит – Cu_5FeS_2, халькопирит – $CuFeS_2$, пирит – FeS_2, галенит – PbS, сфалерит – ZnS.

Образование скоплений сульфидов является результатом воздействия сероводорода (H_2S) на металлы. Как показали изучения изотопов серы, значительное количество H_2S образуется в морских и озерных илах богатых органическим веществом. Здесь, в результате деятельности бактерий-десульфатизаторов, осуществляется окисление органического вещества за счет сульфатов, растворенных в воде по схеме:

$$C_{орг.} + SO^{-2}_4 \leftrightarrow CO_2 + H_2S$$

Возникший в илах H_2S немедленно взаимодействует с восстановленным железом, формируя сульфиды:

$$FeO + H_2S + H_2O \rightarrow FeS \cdot nH_2O \text{ (гидротроиллит) и далее}$$
$$FeS \cdot nH_2O + S \rightarrow FeS_2 \text{ (пирит)} + H_2O$$

Наряду с биогенным образованием сероводорода в стратисфере доказана возможность абиогенного происхождения того же газа при высоких температурах и при участии катализаторов, которыми являются карбонатные породы. Реакция реализуется по той же схеме: $C_{орг.} + SO^{-2}_4 \rightarrow H_2S + CO_2$.

Полезные ископаемые – элементы наиболее характерны для группы редких и рассеянных элементов (U, V, W, Co, Ni, Li, Rb, Ce, Ga и др.). Они накапливаются в биогенных породах (углях и черных сланцах), но нередко обнаруживаются в нефтях, рассолах и подземных водах разного состава. Механизмы их концентрации весьма разнообразны (см. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. I–III, М.: Наука, 1966).

Литература

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 42–68.

Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.-Л.: ГОНТИ, 1932. 80 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.:ГОНТИ, 1940. Т. I. 476 с. Т. II. 420с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 143 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 181 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.-М.: ГОНТИ, 1953. 671 с.

Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур 1:10 000 000). М.: ГУГИК при Совмине СССР, 1980. 150 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР,1960. Т. I. 212 с. Т. II. 574с.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение I. Типы сидеритосодержащих железорудных месторождений // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 5. С. 454–475. Сообщение II. Общие вопросы фанерозойского и докембрийского железорудного процесса // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 4. С. 475–563.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М.: Гостоптехиздат, 1948. 482 с.

Clarke F. Date of geochemistry // U.S. Geol. Surv. Bull. 1924. № 770. 841 p.

Holmes A. The age of the Earth. Courden: L:T. Nelson and Sons, 1937. 287 p.

Horn M.K., Adams J.A.S. Computer-derived geochemical balances of element. Abundance // Geochem. et Cosmoch. Acta. 1966. V. 30. P. 279–297.

Wickman F.E. The «total» amaunt of sediments and the composition of the «avarage» igneous rock // Geochem. et Cosmoch. Acta. 1954. V. 5. P. 97–110.

ГЛАВА 2
МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Как было показано в предыдущей главе, главной целью геохимии осадочного процесса является реконструкция геохимических процессов прошлого, воссоздание тех явлений миграции и концентрации химических элементов, которые реализовались в зоне осадкообразования и которые, в конечном счете, создали стратисферу или слоистую осадочную оболочку Земли.

Методологической основой геохимии осадочного процесса являются сравнительно-литологический метод и системный анализ.

Сравнительно-литологический метод

Сравнительно-литологический метод был заложен и разработан в трудах Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара, Н.И. Андрусова, Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова. Его идеологической основой является принцип актуализма, хотя в современном варианте он, несомненно, учитывает и специфику историко-геологического развития нашей планеты.

Напомним, что принцип актуализма в понимании Ч. Лайеля утверждает постоянство геологических процессов в истории Земли, а это обстоятельство выдвигает на первый план аналогии между явлениями прошлого и настоящего. С этой точки зрения геохимическое исследование современного осадконакопления является ключом к пониманию осадконакопления в прошлом.

Действительно, в пределах зоны осадконакопления в настоящее время мы видим величайшее разнообразие современных осадков и осадочных руд.

В тропических областях Бразилии, Африки, Индонезии и других регионов планеты можно наблюдать зарождение и развитие современных кор выветривания с высокими концентрациями алюминия (бокситы), железа и марганца.

В торфяных болотах Белоруссии, Западной Сибири, Канады в настоящее время идет усиленное накопление растительного материала, оторфование которого представляет собой первый шаг к образованию каменных углей; здесь же концентрируются железные гидроксидные руды, вивианиты и сидериты. В озерах северной гумидной зоны (Карелия, Швеция, Канада и др.) накапливаются сапропелевые осадки, сходные с «черными»сланцами, бобовые железомарганцевые руды, диатомиты.

По берегам и в поймах многих рек формируются современные россыпные месторождения золота, алмазов, титаномагнетита и минералов редких элементов.

В заливах морей, в лагунах и озерах южных регионов в результате испарения вод накапливаются разнообразные эвапориты и соли; здесь природа воспроизво-

дит солеобразование, которое в древние времена рождало залежи соды, гипса и ангидрита, галита и др., иногда довольно редких минералов.

Среди грубозернистых осадков современных эпиконтинентальных и краевых морей, на шельфах, можно обнаружить залежи современных фосфоритов и глауконитов, в теплых приэкваториальных областях – скопления карбонатных раковин, оолитов и кораллов.

Наконец, в пределах Тихоокеанского кольца и Средиземноморского пояса в извержениях современных вулканов и в сопровождающей их эксгалятивно-гидротермальной деятельности можно наблюдать все проявления наземных вулканогенных и осадочно-вулканогенных процессов, а в рифтовых зонах срединных хребтов океанов и рифтогенных морях (Красное море, Калифорнийский залив) – современные гидротермальные постройки и поля металлоносных осадков.

По существу, каждому типу древних осадочных пород и руд, слагающих стратисферу, можно подобрать аналогичный современный осадок или современное рудное образование и исследовать их параллельно. Такая увязка древних и современных процессов значительно расширяет возможности генетических построений.

Современный сравнительно-литологический метод включает в себя два возможных подхода к решению генетических задач: актуалистический и историко-геологический.

Актуалистический подход имеет в виду преимущественное исследование современных осадков, а также осадочных и вулканогенно-осадочных руд. Подробно принципы изучения ***современных*** объектов были описаны в работах Н.М. Страхова [1945; 1954]. Было показано, что современные осадки должны изучаться в тесной связи со средой, определяющей их накопление. При этом изучение современного осадконакопления в водной среде заставляет исследовать гидродинамику конечного водоема стока, физико-химические характеристики вод бассейна, а также биохимическую деятельность его флоры и фауны. Такие построения обычно сопровождаются широким применением физико-химических расчетов с использованием диаграмм физико-химических равновесий и формул термодинамики. В наиболее спорных случаях могут быть поставлены лабораторные эксперименты, существенно уточняющие истолкование природных процессов осадконакопления.

Очевидно одно – только изучение современного осадкообразования дает возможность одновременно исследовать как осадки, так и среду, в которой они возникают и формируются.

Не менее важной задачей актуалистического подхода является исследование современных естественных седиментационных областей разного масштаба. В самом простом варианте естественная седиментационная система представляет собой сочетание водосбора, области переноса материала и конечного водоема стока. При этом водосбор представляет собой участок земной поверхности, дренируемый всей речной системой того или другого водоема, область переноса включает в себя речную сеть и основные направления перемещения эолового материала, а конечный водоем стока представляет собой бессточную впадину, болото, озеро или море, в котором осуществляется накопление осадков.

В наиболее сложном варианте выделяются три группы естественных седиментационных областей: 1) Мировой океан со всеми его морями, заливами и лагунами, вдающимися в континентальные массивы, и с площадями континентов, дренируемыми сетью рек, впадающих в океан; 2) бессточные области аридных зон, занятые пустынями и окруженные областями питания; 3) арктические полярные

зоны, где возвышенности покрыты ледниковыми шапками, спускающимися в тундровые депрессионные участки и где основным фактором осадкообразования является лед [Страхов, 1945; 1960]. Очевидно, что в таком понимании естественные седиментационные системы представляют собой составные части всей современной зоны осадкообразования.

Существенным недостатком актуалистического подхода является то обстоятельство, что при его реализации исследуются осадки, еще не преобразованные в осадочные породы. Поэтому наблюдения, выполненные в природных обстановках, так или иначе приходится дополнять чисто теоретическими построениями о возможном развитии преобразований, происходящих в илах (стадия диагенеза) и в уже сформированных осадочных породах и рудах (стадия катагенеза).

Историко-геологический подход направлен преимущественно на изучение древних осадочных пород и руд, слагающих стратисферу; это попытка получения генетической информации путем исследования самого древнего объекта, его вещественного состава, структуры, текстуры и взаимоотношения со смежными древними образованиями. Особое место при историко-геологических реконструкциях занимают фациальный и фациально-палеогеографический анализ; при характеристике условий образования осадков в древних палеоводоемах широко используются данные палеоэкологии, палеофлористики и палеотектоники.

При историко-геологическом подходе представления о генезисе возникают либо в результате изучения парагенетического сочетания элементов, минералов, горных пород, фаций и формаций, слагающих осадочные отложения, либо путем выяснения их пространственно-временных взаимоотношений между собой, а также с палеогеографическими элементами или тектоническими структурами региона.

Применение *парагенетического* анализа различных геологических образований основано на том, что изучение сочетания химических элементов, минералов или горных пород может дать гораздо больше генетической информации, чем исследование одного элемента, минерала или горной породы; несколько математических уравнений с несколькими неизвестными представляют собой разрешимую задачу, тогда как одно уравнение с несколькими неизвестными нерешаемо. Действительно, когда мы имеем дело не с одним, а с целой совокупностью генетически различных минералов, постоянно встречающихся в одной ассоциации, можно из всех многочисленных вариантов их происхождения выбрать тот единственный, который можно распространить на всю ассоциацию.

Использование *пространственно-временных* (стадиальных) *взаимоотношений* опирается на широко известное в геологии правило, согласно которому пересечение телом А тела Б свидетельствует о более позднем образовании первого. В более общем виде это же положение позволяет предполагать, что конформные взаимоотношения геологических тел чаще всего обуславливаются субсинхронным развитием геологических процессов, тогда как дискордантные взаимоотношения чаще всего бывают вызваны наложением одного геологического процесса на другой. Так, например, рассматривая прозрачный шлиф под микроскопом, исследователь обычно большое значение придает взаимоотношениям между разными минералами; регенерация зерен с появлением четко выраженных граней, коррозия или инкорпорация одних минералов другими, вторичная цементация породы позволяет реконструировать последовательность минералообразования, а значит приближает наблюдателя к построению генетической модели.

Весьма важные выводы в отношении происхождения полезных ископаемых, например, стратиформных свинцово-цинковых руд, можно сделать, наблюдая взаимоотношение рудных тел и слоистости вмещающих пород. Если скопления рудных минералов оказываются согласными с напластованием, можно предположить их седиментационное происхождение, а если рудное тело сечет слоистость, возникает предположение о его эпигенетическом, более позднем происхождении.

Четкие представления о развитии геологических событий на рудном месторождении можно получить анализируя пространственное положение рудных тел по отношению к фациальному плану рудовмещающих отложений, тектоническим проявлениям (складки, разломы) или вулканическим центрам.

В целом, удачно сочетая приемы парагенетического анализа и методы пространственно-временных взаимоотношений, геохимик-литолог может построить более или менее вероятную генетическую модель их образования, а затем сравнить ее с моделью, полученной при исследовании современного аналога древнего объекта.

Таким образом, ни собственно сравнительно-литологическое (актуалистическое), ни историко-геологическое направления в сравнительно-литологических исследованиях не могут претендовать на полную методическую самостоятельность. Оба подхода диалектически связаны между собой и зачастую совершенно неразделимы в сознании исследователя. В то же время само существование этих двух взаимно корректирующих направлений позволяют одну и ту же генетическую гипотезу проверять двумя *независимыми* путями.

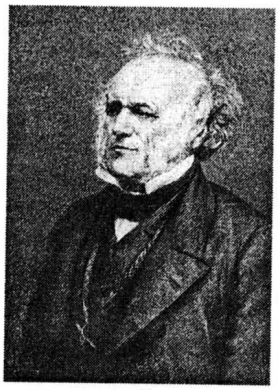
К истории сравнительно-литологического метода

В начале XIX века благодаря работам французского палеонтолога и геолога Ж. Кювье в Европе господствовало учение катастрофизма; резкие различия в формах фауны, залегающих друг на друге пластов, угловые несогласия внутри отложений и все более пологое залегание пластов при движении от древних толщ к квартеру привели к представлению о мировых катастрофах, выражавшихся в поднятиях одних участков суши и затоплении других. Ученик Ж. Кювье А. д'Орбиньи в истории Земли насчитывал 27 таких глобальных катастроф, Э. Де Бомон – 32.

Первые сомнения в справедливости подобных взглядов высказал Ж.Б. Ламарк, который доказывал постепенное развитие форм жизни и подчеркивал, что эти преобразования требуют громадного времени. Однако фундаментальным опровержением гипотезы катастроф явился труд выдающегося английского эволюциониста и геолога Ч. Лайеля, который в 1933 году опубликовал свой трехтомник «Основные начала геологии». В этом произведении Ч. Лайель на огромном материале проанализировал деятельность *современных* геологических сил – дождя, рек, морского прибоя, ледников, вулканов, землетрясений и показал, что продолжаясь в течение многих миллионов лет они способны произвести кардинальные изменения в строении земной поверхности. Автор утверждал далее, что на протяжении всей геологической истории нашей планеты действие главных геологических сил оставалось постоянным, и поэтому изучение современных геологических процессов является основой реконструкции процессов прошлого. Так был впервые сформулирован принцип актуализма (униформизма) – основа современного сравнительно-литологического метода.

Позднее стало очевидным, что состояние геологических наблюдений того времени не позволило Ч. Лайелю заметить направленные изменения в геологическом развитии Земли и дополнить принцип актуализма принципом эволюции, однако это нисколько не умаляет значения работ этого замечательного ученого.

Построения Ч. Лайеля в основном охватывали континенты с их реками, озерами и прибрежными участками морей; на огромных площадях Мирового океана им были рассмотрены лишь процессы образования коралловых рифов, атоллов и коралловых островов, да и те в значительной мере опирались на известные наблюдения Ч. Дарвина. Образование современных осадков на дне океанов и морей в первой половине XIX века еще оставалось белым пятном. Этот пробел в познании морского и океанского осадконакопления в 40–50-х годах стал заполняться благодаря изучению осадков мелководной зоны Балтийского моря (Г. Эренберг), Антарктиды (Д. Гукер), Северной Атлантики (Г. Пуртамс, Д. Бейли, А. Делесс).



Ч. ЛАЙЕЛЬ

Ч. ЛАЙЕЛЬ (1797–1895)

Чарльз Лайель – выдающийся английский естествоиспытатель. Окончил Оксфордский университет и получил специальность юриста. Будучи студентом увлекся лекциями профессора Бекланда, отказался от юридической практики и совершил ряд геологических экскурсий по Англии, Шотландии, Франции, Италии и Швейцарии. В 1825 году появились первые публикации Ч. Лайеля, в которых описывались различные аспекты геологии Англии.

В 1833 году вышел его главный труд – трехтомник «Основные начала геологии», переведенный на русский язык в 1888 году в издательстве А.И. Глазунова. В нем он подвел итог целому этапу развития геологической науки, отразив исследования Дж. Геттона, А.Г. Вернера, В.Д. Конибара, Р.И. Мурчисона, А. Седжвика, В. Смита и др. В этой фундаментальной работе он обобщил огромный фактический материал по геологии Земли и изложил его в виде стройной теоретической концепции. Английский естествоиспытатель Т. Гексли (1869 г.) назвал учение Ч. Лайеля о вечных однообразных геологических изменениях Земли *униформизмом*. В своей книге «Геологические доказательства древности человека» Ч. Лайель предвосхитил многие идеи Ч. Дарвина. Он был дружен с Ч. Дарвином, А.Р. Уоллесом, Т.Г. Гексли, Э. Геккелем и другими выдающимися эволюционистами XIX века. Дважды избирался президентом Лондонского геологического общества, был членом-корреспондентом Парижской Академии наук с 1962 года.

В 1848 году Ч. Лайель был возведен в степень Найта, в 1855 году получил почетную степень Доктора гражданского права от Оксфордского университета и в том же году ему был пожалован титул барона в знак королевского уважения к его научным заслугам.

Первое систематическое исследование осадков океанов и морей было выполнено английским исследователем Дж. Мерреем, который в 1871–1876 гг. совершил кругосветное путешествие на судне «Челленджер» и собрал огромный океанографический материал. В течение последующих 15 лет Дж. Меррей в содружестве с бельгийским петрографом А. Ренаром обрабатывал и сводил в единую систему данные, характеризующие 372 станции на площади Атлантического, Тихого и Индийского океанов. В 50-томном отчете экспедиции и в монографии «Deep sea deposits», изданной в 1891 году, Дж. Меррей и А. Ренар попытались нарисовать общую картину океанского осадконакопления, выделив среди современных осадков литоральные пески, залегающие между уровнями отлива и прилива, мелководные отложения, формирующиеся до глубины 180–200 м и представленные терригенными осадками, и глубоководные глины – птероподовые, диатомовые, радиоляриевые илы. Они описали и исследовали залегание современных фосфоритов и

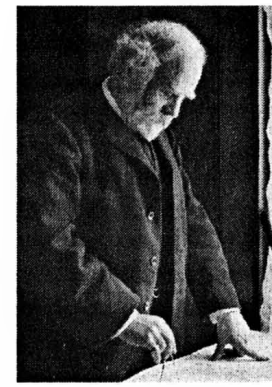
глауконитов, красных глубоководных глин и железомарганцевых конкреций, подчеркнув роль вулканических процессов, несомненно влияющих на их образование.

Следует отметить, что Дж. Меррей и А. Ренар исповедывали тесную взаимозависимость между осадконакоплением и средой его образования, которая особенно четко проявилась в океанских осадках. «Я обычно просил своих ассистентов – писал Дж. Меррей – отбирать мне пробы из нескольких тысяч образцов без малейших указаний на океан и глубину, с которой взята проба. После изучения я отмечал на карте район, из которого предполагал взятие пробы и устанавливал, в то же время, вероятную его глубину. В большинстве случаев, около 9 из 10, положение определялось мной правильно… » [Murray, Renard, 1891, с.181].

Нельзя также не отметить, что химические исследования воды океанов, распределение в ней газов и некоторых элементов, выполненные английскими океанологами, явились исходной точкой для дальнейшей разработки геохимии морей и океанов. Эта работа в целом дала мощный толчок для изучения современных морских осадков, как в России, так и за рубежом.

Д. МЕРРЕЙ (1841–1914)

Джон Меррей – крупный английский естествоиспытатель, океанолог, биолог, путешественник. Окончил Эдинбургский университет (1872 г.). В 1867 году предпринял биологическую экспедицию на Шпицберген и в Гренландию, а с 1871 по 1876 год под началом сэра В. Томсона участвовал в кругосветном путешествии на судне «Челленджер». В течение пятнадцатит последующих лет в содружестве с бельгийским геологом А. Ренаром обрабатывал собранные океанологические материалы и являлся редактором 50-томного отчета экспедиции. В 1908 году Д. Меррей организовал батиметрические исследования Шотландских озер. В 1910 году он принимал деятельное участие в исследовании современных осадков Северной Атлантики; по материалам этой экспедиции была написана книга «Глубины океана». Труды Дж. Меррея принесли ему заслуженную известность; в 1897 году он был избран членом-корреспондентом Санкт-Петербургской Академии наук. Трагически погиб в автокатастрофе в 1914 году.



Д. МЕРРЕЙ

А. РЕНАР (1842–1903)

Альфонс Франсуа Ренар – сотрудник Д. Меррея по работам на научно-исследовательском судне «Челленджер», геолог, минералог. Родился в Бельгии в религиозной семье и получил первое образование в иезуитском колледже в гор. Эйфеле. Еще в колледже увлекся геологическими наблюдениями, явно отдавая предпочтение вулканологии. Его первая печатная работа, посвященная магматическим породам Бельгии и Франции, была опубликована в соавторстве с Ле-Валле-Пуассоном в 1874 году; она отличалась большой точностью диагностики пород и строгой интерпретацией фактов. В том же году почти тридцатилетний А. Ренар получил звание профессора химии и геологии в иезуитском колледже, а через три года сделался куратором Королевского музея Натуральной истории в Брюсселе. Совместная работа с Д. Мерреем принесла ему всемирную известность; в 1888 году он был избран председателем секции геологии в Гентском университете и сохранил эту должность вплоть до своей смерти в 1903 году.

Среди талантливых последователей Дж. Меррея и А. Ренарда в России особенно выделяется академик Н.И. Андрусов – один из крупнейших литологов и палеонтологов XIX–начала XX вв.

По инициативе Н.И. Андрусова были организованы первые планомерные исследования современных осадков Черного моря. Им было выполнено первое описание модиолового (фазеолинового) ила, открыты заросли водоросли филлофоры, обнаружено сероводородное заражение черноморских глубин и дано верное истолкование этого явления. Позднее Н.И. Андрусов исследовал фауну и осадки Каспийского моря, его береговые линии и особенно соленосные отложения

Кара-Богаз-Гола; им также были изучены современные осадки Мраморного моря и истолковано геологическое происхождение и современное строение проливов Босфор и Дарданеллы.

Наряду с океанографическими исследованиями Н.И. Андрусов детально изучал стратиграфию, палеогеографию и, отчасти, литологию палеоген-неогеновых отложений всей Понто-Каспийской области. Он составил первые палеогеографические карты палеоген-неогеновых морей юга России и реконструировал таким образом историю его геологического развития.

В сентябре 1897 года на 7-ом Международном геологическом конгрессе в гор. Петербурге по инициативе академика Н.И. Андрусова и известного немецкого литолога И. Вальтера была выдвинута идея создания Международного плавучего института. Это научно-исследовательское судно, оборудованное для глубоководных исследований, во многом напоминало современный «Гломар Челленджер», было его праобразом.

В программе, разработанной Н.И. Андрусовым и подписанной Э. Геккелем, А.П. Карпинским, К. Циттелем и Дж. Мерреем, отмечалось следующее: «Мне кажется, что геолог не может полностью понять осадки прежних эпох, если он не знаком с ними в современной обстановке их возникновения. Мы не можем представить себе палеонтолога, изучающего вымерших животных или растение, не располагая сведениями о ныне живущих формах. Бесспорно, можно описывать и изображать окаменелые раковины, кораллы и другие ископаемые, не зная многого об анатомии живых форм; но никто не будет оспаривать, что ценные палеонтологические работы могут быть поставлены только при основательном знании ж и в у щ и х организмов. Столь же трудно хорошо понимать, так сказать «окаменелые» осадки, не изучив «живущие» [Андрусов, 1965, т. 4, с. 73] (разрядка моя, В.Х.).

Из приведенной цитаты, впрочем, так же как и из ряда опубликованных работ, можно видеть, что Н.И. Андрусов большое значение придавал сопоставлению современного осадкообразования с прошлым, был убежденным сторонником сравнительно-литологического метода.



Н.И. АНДРУСОВ

Н.И. АНДРУСОВ (1861–1924)

Николай Иванович Андрусов – крупнейший палеонтолог, зоолог, геолог, океанолог России – родился 19 декабря 1861 в многодетной семье моряка, в гор. Одессе. В 1870 году его отец, штурман Русского общества пароходства, трагически погиб, и семья переехала в Керчь. Окончив с отличием Керченскую гимназию, Н.И. Андрусов в 1880 г. поступил в Новороссийский университет (г. Одесса), который закончил в 1884 г.

Во время обучения в университете Н.И. Андрусов совершил многочисленные геологические маршруты в Крыму и на Керченском полуострове; его очень интересовала стратиграфия третичных отложений и фауна моллюсков, переполнявших миоценовые слои.

Благодаря поддержки таких видных ученых, как И.И. Мечников, В.О. и А.О. Ковалевские, Н.И. Андрусов получил Мокрюковскую стипендию и совершил ряд поездок по Европе; он побывал в Вене, пересек Альпы, был в Италии (Карст, Фиум, Венеция, Болонья, Флоренция), работал в Баварии и Штутгардте. Он лично познакомился с Э. Зюссом, О. Титце, Г. Абихом, И. Вальтером, Ф. Кларком, К. Циттелем и рядом других выдающихся ученых Европы.

После возвращения в Россию, в 1889 году, Н.И. Андрусов защитил магистерскую диссертацию на тему «Керченский известняк и его фауна», женился на Надежде Андреевне Шлиман и начал преподавательскую деятельность в Новороссийском университете. К этому периоду относятся его работы по изучению глубоководных отложений Черного моря. В 1897 году Н.И. Андрусов защитил докторскую диссертацию

на тему «Живущие и ископаемые Dreissensidae Евразии»; одновременно он проводил широкие литологические и гидрологические работы в районах Мраморного моря и Дарданелл.

В 1904 году Н.И. Андрусов был избран в ординарные профессора Киевского университета; после переезда в Киев он начинает исследования в Румынии, на Мангышлаке, в Керчи, в Абхазии и Шемахинском уезде, собирая повсюду материал по стратиграфии неогена и истории Понто-Каспийского бассейна. В 1900 году Российская Императорская Академия избирает Н.И. Андрусова членом-корреспондентом, а в 1914 году – академиком.

Научные работы Н.И. Андрусова касаются вопросов динамической геологии, региональной геологии и стратиграфии (по преимуществу южно-европейского и каспийского неогена), геологической истории Понто-Каспийской области, региональной геологии (Крым, Дагестан, Азербайджан, Закаспийская область), палеонтологии (ископаемые водоросли, ракообразные и двустворки неогена) и океанографии.

Нелепая случайность привела Н.И. Андрусова и его семью в ряды эмигрантов; последующие годы своей жизни он провел в Париже и в Праге.

Уже после революции, в 20-х годах XX столетия планомерное изучение современных морских осадков в России продолжил проф. Я.В. Самойлов. Он после академика В.И. Вернадского возглавил кафедру минералогии Московского университета и организовал лабораторию, которая начала исследования Баренцева, Карского и, отчасти, Черного и Балтийского морей. В составе этой научной ячейки работали такие выдающиеся ученые, как М.В. Кленова, Т.И. Горшкова, А.Г. Титов, К.Ф. Терентьева и другие известные литологи-океанографы. Впоследствии эта ячейка сделалась ядром Института океанологии РАН.

В статье «Очередные работы в области изучения осадочных пород» [1929] Я.В. Самойлов развил и дополнил методологические принципы, намеченные Н.И. Андрусовым. Эта статья, как позднее отметил Н.М. Страхов [1971], представляет собой законченную программу сравнительно-литологических исследований.

«Осадочные породы – писал Я.В. Самойлов – в главной своей массе представляют по своему происхождению осадки морского дна. Совершенно очевидно, какое существенно важное значение в вопросе о подобных осадочных отложениях имеет возможно более детальное исследование с о в р е м е н н ы х осадков морского дна» [Самойлов, 1929, с. 108]....«Итак – заключает он свою статью – общая схема изучения осадочных пород морского происхождения сводится к следующему. Мы стремимся мысленно освободить осадочную породу от всего последующего, всего наносного материала и рассыпать ее в рыхлый осадок морского дна, чтобы, опираясь на те закономерности, каким подчиняется проектирование современной жизни моря на его осадках, восстановить возможно полнее жизнь существовавшего некогда морского бассейна». И далее: «В основе современной геологии стоит принцип актуализма. Так высоко оцениваемый теоретически он должен быть действенно и углубленно проводим и в самой геологической работе» [Самойлов, 1929, с. 124].

Пытаясь осуществить на деле изложенные выше принципы, Я.В. Самойлов наряду с современными морскими осадками изучал палеозойские известняки Русской платформы и Донбасса, древние залежи фосфоритов и кремнесодержащие толщи осадочных пород различного возраста. Ранняя смерть оборвала эти плодотворные исследования и помешала реализовать намеченную программу

Я.В. САМОЙЛОВ (1870–1925

Яков Владимирович Самойлов родился 5 декабря 1870 года в г. Одессе в семье небогатого ремесленника. Девятнадцати лет от роду он окончил гимназию и поступил в Новороссийский университет на естественное отделение физмата. В 1893 году Я.В. Самойлов с отличием закончил университет и по рекомендации проф. Р.А. Пренделя переехал в Москву, где и поступил на кафедру минералогии МГУ, возглавлявшуюся акад. В.И. Вернадским.



Я.В. САМОЙЛОВ

В течение первых восьми лет Я.В. Самойлов систематизировал коллекции Минералогического кабинета, исследовал железорудные месторождения Урала и Русской платформы, создавая озерно-болотную гипотезу происхождения этих образований, а также познакомился с геологическим строением угольных залежей Донбасса. В 1902 году Я.В. Самойлов успешно защитил магистерскую диссертацию на тему «Материалы к кристаллохимии барита». Установив четкий стратиграфический контроль баритовых залежей в меловых месторождениях Мангышлака, Султан-Увайза и Южной Ферганы, он связал образование сернокислого бария с деятельностью корненожек, в изобилии распространенных в современных осадках северных морей.

Докторская диссертация Я.В. Самойлова была посвящена происхождению сульфидных месторождений Нагольного кряжа; сразу же после ее защиты в 1906 году Я.В. Самойлов стал во главе кафедры минералогии и геологии Московской сельскохозяйственной академии. В 1908 году Я.В. Самойлов организовал и возглавил Комиссию по исследованию фосфоритов при КЕПС; под его руководством исследовалась минералогия, геохимия и закономерности распределения фосфоритов России, он принял участие в работе Международных геологических конгрессов в Стокгольме (XI сессия), Торонто (XII сессия) и Брюсселе (XIII сессия).

В 1917 году Я.В. Самойлов был избран заведующим кафедрой минералогии МГУ и оставался в этой должности до самой смерти. В октябре 1921 года Я.В. Самойлов принял активное участие в создании геоминералогического отдела плавучего морского института (ПЛОВМОРНИН); под его руководством группа молодых исследователей (М.В. Кленова, Л.В. Пустовалов, Т.И. Горшкова, К.Ф. Терентьева, Е.В. Рожкова и др.) начала исследования современных осадков Баренцева, Белого и Каспийского морей. Внезапная и трагическая смерть в 1925 году прервала эти блестящие начинания.

Самым крупным геологом, пропагандировавшим сравнительно-литологический метод еще до программной статьи Я.В. Самойлова, был А.Д. Архангельский. В известной монографии «Верхнемеловые отложения востока Европейской России» [1912] А.Д. Архангельский не только описал отдельные петрографические типы пород, но и проследил их фациальные взаимоотношения на площади, охарактеризовал палеогеографические особенности меловых палеоводоемов в каждый отрезок изученного геологического времени и попытался наметить аналогии между типами меловых пород и современными океанскими осадками. Эта работа, проникнутая духом сравнительно-литологических идей, произвела огромное впечатление на геологов того времени. «Я был прямо поражен – писал впоследствии Ю.А. Жемчужников – когда услышал в блестящем докладе молодого ассистента А.П. Павлова – А.Д. Архангельского совершенно новые для меня мотивы; фациальный анализ, изучение современных осадков, палеогеография. Я почувствовал, что это область, в которой я хотел бы приложить свои силы. И эти первые впечатления запали у меня на всю жизнь» (Ю.А. Жемчужников, цит. по [Шатский, 1944, с. 29]).

После смерти Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельский фактически возглавил изучение современных осадков Черного и, отчасти, Каспийского морей; в этой работе приняли участие Н.М. Страхов, М.А. Баталина, А.Ф. Носов, Е.В. Копченова, Э.С. Залманзон, М.А. Жиркевич, Н.С. Ильина и Д.М. Раузер-Черноусова. Под руководством А.Д. Архангельского (1924–1928 гг.) обрабатывался материал, собранный в экспедиции Ю.М. Шокальского на Черном море; в результате были выделены и описаны различные типы современных осадков, начато составление литолого-фациальных карт, рассмотрена проблема генезиса слоистости морских осадков и намечено решение вопроса о их возрасте; обнаружено и описано подводное оползание осадков в северной части акватории, поставлены проблемы диагенеза морских илов и генезиса сероводородного заражения вод Черного моря.

А.Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ (1879–1940)



А.Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

Андрей Дмитриевич Архангельский – академик АН СССР, профессор, геолог, крупный ученый и организатор науки – родился 8 ноября 1879 года в гор. Рязани. В 1898 году с золотой медалью закончил Рязанскую гимназию и осенью 1898 года поступил в Московский университет. Одновременно работал в Ясной Поляне в качестве репетитора Михаила Толстого; был близок семье Л.Н. Толстого. В университете под руководством проф. А.П. Павлова исследовал коллекции палеогеновых моллюсков Европы и познакомился со стратиграфией палеогена Саратовского Поволжья. В 1904 году А.Д. Архангельский закончил университет и защитил кандидатскую работу на тему «Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна». Будучи ассистентом на кафедре А.П. Павлова, А.Д. Архангельский существенно расширил работы в районах Нижнего Поволжья и Пензенской губернии; во главе коллектива геологов, по поручению Сельскохозяйственной академии, он исследовал фосфориты этого региона, проводил геологическую съемку 10-ти верстного листа Геологической карты России, занимался изучением разломов и строением Жигулевских дислокаций. В 1913 году А.Д. Архангельский был избран геологом Геолкома и переехал в Петербург. Весной 1917 года он защитил докторскую диссертацию на тему «Верхнемеловые отложения востока Европейской России»; в этой работе был поднят ряд проблем стратиграфии, фациального анализа и палеоокеанологии.

Позднее А.Д. Архангельский принимает активное участие в исследовании Курской магнитной аномалии, решает проблемы геологии нефти и газа на Северном Кавказе, проводит картирование геологической территории России и разрабатывает курс «Геология СССР». В 1930 году он был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1934 – академиком.

Будучи директором организованного им в Москве Геологического института АН СССР, Андрей Дмитриевич руководил исследованиями по стратиграфии, тектонике и литологии. При его непосредственном участии проводились работы по изучению генезиса бокситов, фосфоритов, железных руд, кремней. Его аспиранты – Н.М. Страхов и А.Ф. Носов – исследовали современные осадки Черного и Каспийского морей, причем добытый ими материал послужил своеобразной затравкой для широких сравнительно-литологических исследований в России.

Особое внимание А.Д. Архангельский уделял комплексному геолого-геофизическому исследованию строения Восточно-Европейской равнины, считая, что строение ее фундамента поможет понять закономерности распределения многих полезных ископаемых – угля, нефти, железных руд, россыпей, фосфоритов и бокситов.

Работы литологов на Черном море были завершены классическими монографиями А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1932; 1938]. В этих итоговых работах была рассмотрена плиоцен-четвертичная история бассейна с учетом мощностей осадков, установлена роль водосборов в черноморском осадконакоплении и вскрыты причины возникновения аноксидных обстановок. В дальнейшем сравнительно-литологический метод был широко использован в построениях академика Н.М. Страхова.

Изучив литологию и геохимию древнечерноморских и современных отложений Черного моря, обогащенных рассеянным органическим веществом, Н.М. Страхов обратился к исследованию их древних аналогов – черных сланцев доманика Приуралья, верхневолжских (юрских) сланцев Поволжья и пермских сланцев Урала. Эта серия работ внесла много нового в понимание фациальных условий образования нефтематеринских черносланцевых толщ.

В работе над монографией «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» [1947] Н.М. Страхов детально исследовал древний железорудный процесс непрерывно сверяя его с условиями формирования современных озерных и болотных железных руд, а также руд, локализованных в современных корах выветривания. Именно благодаря такому методическому приему автору удалось воссоздать довольно достоверную картину формирования железных руд, бокситов

и марганцерудных скоплений и связать закономерности их распределения с гумидными климатическими зонами.

В начале 50-х годов, развивая идеи типов литогенеза и их определяющего влияния на осадочный процесс, Н.М. Страхов во главе с группой сотрудников (Д.Г. Сапожников, Н.Г. Бродская, Л.М. Князева, А.Н. Разживина, М.А. Ратеев, Е.С. Ширшова) предпринял широкое исследование современного осадконакопления в озерах, а также в эпиконтинентальных и краевых морях (Черное, Каспийское, Аральское и др.). Эта коллективная работа в течение долгого времени служила Н.М. Страхову отправным пунктом при рассмотрении древнего карбонатообразования [Страхов, 1951], марганцерудного процесса [Страхов и др., 1967], геохимии древних гумидных и аридных отложений [Страхов и др., 1955; 1959] и для создания общей теории осадочного процесса [Основы..., 1960; 1962].

В 60-х годах Н.М. Страхов во главе коллективов ГИН РАН (Н.А. Лисицына, Г.Ю. Бутузова, О.А. Дворецкая, Л.Е. Штеренберг, В.Н. Холодов и др.), а также Института океанологии РАН (И.И. Волков, М.Г. Глаголева, . А.Г. Розанов, Л.С. Фомина и др.) изучает современное океаническое осадконакопление. Цель этих работ заключалась в том, чтобы сравнить современные осадки океанов и морей, оценить роль вулканических процессов, исследовать геохимический механизм океанской седиментации и найти ее место в процессах на континентальном блоке и в литолого-геохимической истории планеты. Хотя по океанским осадкам было опубликовано несколько монографий [Страхов, 1976; Литология..., 1979; Геохимия..., 1980] и серия журнальных статей, работу в этом направлении нельзя считать полностью законченной.

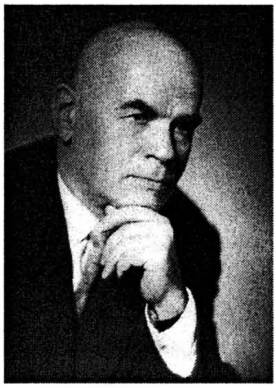
В ходе литологической дискуссии 1952–1953 гг. академик Н.М. Страхов в ряде статей и выступлений показал огромную роль сравнительно-литологического метода в познании геохимии и литологии прошлого. В решении совещания по осадочным породам, проходившего с 17 по 24 ноября 1952 г. в Москве записано: «Метод сравнения настоящего с прошлым, являющийся обычным рабочим методом естественноисторических наук и в работах русских геологов часто обозначавшийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования». И далее: «Совещание считает, что способ решения генетических вопросов путем сравнительного сопоставления разновозрастных пород между собой и древних пород с современными осадками, получивший в советской науке название сравнительно-литологического метода, является методом п р а в о м е р н ы м, а в ряде случаев п л о д о т в о р н ы м..» [Решение..., 1953, с. 11] (разрядка моя, В.Х.).

Н.М. СТРАХОВ (1900–1978)

Николай Михайлович Страхов – ученик и сотрудник А.Д. Архангельского, крупный ученый, геолог, геохимик, океанолог. Родился 15 апреля 1900 года в гор. Болхове. После окончания гимназии в 1923 году Н.М. Страхов переезжает в Москву, где поступает в Московский университет, на кафедру, возглавлявшуюся академиком А.П. Павловым.

Еще в студенческие годы А.Д. Архангельский привлек молодого ученого к исследованию современных осадков Черного моря, к преподавательской работе на кафедре, а также к участию в работе научных кружков.

В 1928 году Н.М. Страхов защитил диплом на тему о геологии и геохимии современных осадков Черного моря и начал активную преподавательскую деятельность в МГУ, МГРИ и Нефтяном геологоразведочном институте. Результатом этой деятельности явилась многократно переиздаваемая двухтомная «Историческая геология» – книга, явившаяся прологом к исследованию фациально-палеогеографических, литологических и геохимических аспектов происхождения осадков и осадочных пород.



Н.М. СТРАХОВ

В 1934 году Н.М. Страхов поступил в Геологический институт АН СССР, где начал исследования доманикских, нижнепермских и юрских черных сланцев Поволжья и Приуралья; в результате этой работы были установлены литолого-фациальные обстановки, благоприятствующие концентрации органического вещества в морских отложениях. В 1939–1941 гг. Н.М. Страхов исследует закономерности распределения железных руд, бокситов и марганцевых руд, приходит к выводу об их гумидной природе и устанавливает четыре типа осадочного процесса – гумидный, аридный, ледовый и вулканогенно-осадочный; результаты опубликованы в монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли».

В 1942–1944 гг. Н.М. Страхов изучает пермские галогенные отложения Урала и Приуралья, исследует важнейшие закономерности солеобразования, минеральные парагенезы солей и особенности развития эвапоритового процесса; в результате в 1944 году им была успешно защищена докторская диссертация «Геология кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья».

В 1946 г. Н.М. Страхов был избран членом-корреспондентом АН СССР. Во главе большого коллектива геологов-литологов он приступает к исследованию современного осадкообразования в краевых и внутренних водоемах России (Черное, Аральское, Японское моря, озера Байкал, Балхаш, Иссык-Куль, содовые озера Кулундинской степи и др.). В результате опубликована коллективная монография «Образование осадков в современных водоемах» и серия персональных статей Н.М. Страхова, посвященных теории диагенетических преобразований осадков.

В литологической дискуссии 1951–1952 годов, состоявшейся между проф. Л.В. Пустоваловым и Н.М. Страховым и их школами, Н.М. Страхов подверг острой критике теорию дифференциации и периодичности и отстоял основы сравнительно-литологического метода.

В 1953 году Н.М. Страхов был избран академиком АН СССР.

В трехтомной монографии «Основы теории литогенеза» и в учебном руководстве «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» Н.М. Страхов изложил новую парадигму осадочного процесса и рассмотрел его эволюцию на протяжении истории нашей планеты за время почти 4,5 млрд лет.

В 70-х годах работы Н.М. Страхова были направлены на изучение современного океанского литогенеза, геохимию которого он подробно рассмотрел на примере транстихоокеанского профиля.

Н.М. Страхов скончался 13 июля 1978 года.

Системный анализ в той или другой форме интуитивно использовался многими геологами-исследователями – от Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара и вплоть до В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Я.В. Самойлова, Л.В. Пустовалова, А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова. Однако его основные и принципиальные положения были сформулированы сравнительно недавно, в работах А.А. Богданова, Л. Берталанфи, И.В. Круть, В.В. Меннера, Н.Б. Вассоевича, А.Н. Павлова, А.Н. Дмитриевского и др.

Сущность системного подхода заключается в том, что среди различных геологических образований довольно четко выделяется иерархическая лестница объектов, находящихся на разных уровнях организации – на атомарном (элементном), минеральном, породном-фациальном, формационном, на уровне оболочек планеты и планеты в целом (рис. 2.1).

Каждый уровень организации исследуется преимущественно какой-либо геологической наукой о Земле: атомарный – геохимией, минеральный – минералогией, породный – петрографией осадочных пород, палеоэкологией или учением о фациях, а также стратиграфией, формационный – учением о формациях, геотектоникой, стратиграфией, вулканологией, геохимией, стратисферный – общей геологией, геотектоникой, геофизикой, геохимией, стратиграфией, планетарный – общей геологией, геофизикой, географией, геохимией, стратиграфией, астрономией, геотектоникой.

Разные уровни организации вещества тесно связаны между собой и это определяет преимущество *комплексного* подхода при решении генетических вопросов.

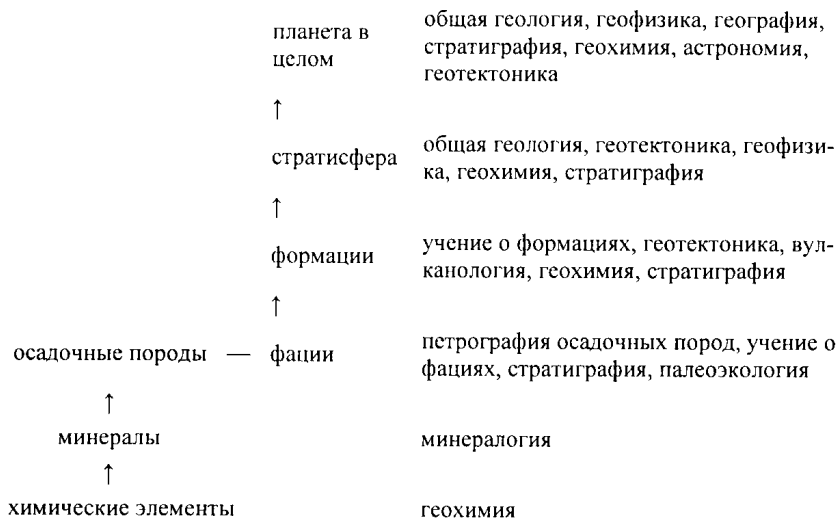


Рис. 2.1. Различные уровни организации вещества и специализация наук о Земле

Действительно, исследователь, работающий в области геохимии, может ограничить себя рассмотрением поведения только химических элементов, однако значительно более достоверные выводы будут получены, если к решению генетических проблем ему удастся привлечь данные минералогии, петрографии осадочных пород, учения о фациях и других разделов геологической науки.

Здесь следует напомнить, что в теории познания существуют три категории умозаключений – предположение, гипотеза и теория.

Предположение – это один из возможных вариантов решения генетической задачи, часто это плод фантазии исследователя. В зависимости от изобретательности исследователя таких решений может быть или немного, или десятки и даже сотни.

Гипотеза – это предположение подтвержденное двумя-тремя независимыми путями. В этом случае большое значение имеет то обстоятельство, что генетический вариант может быть проверен на разных уровнях организации вещества, путем сопоставления данных геохимии, минералогии, петрографии, учения о фациях и т.д. Возможна также проверка предположения с позиций актуалистического или историко-геологического подхода сравнительно-литологического метода.

Теория – это гипотеза, проверенная несколькими независимыми методами и подтвержденная практической деятельностью человека, т.е. всем ходом поисков, разведки и разработки практически важных объектов – месторождений полезных ископаемых – или обнаружением новых, но предсказанных геологических явлений.

К сожалению, приходится констатировать, что большинство теоретических построений в области наук о Земле в настоящее время представляют собой причудливое сочетание предположений и гипотез. Задача будущих геологических исследований как раз и заключается в том, чтобы создать обоснованную геологическую *науку*, построить *теорию* геологических процессов, перевести огромное количество предположений в разряд гипотез и настоящих теорий. В достижении этих целей большую роль может сыграть именно *системный* анализ.

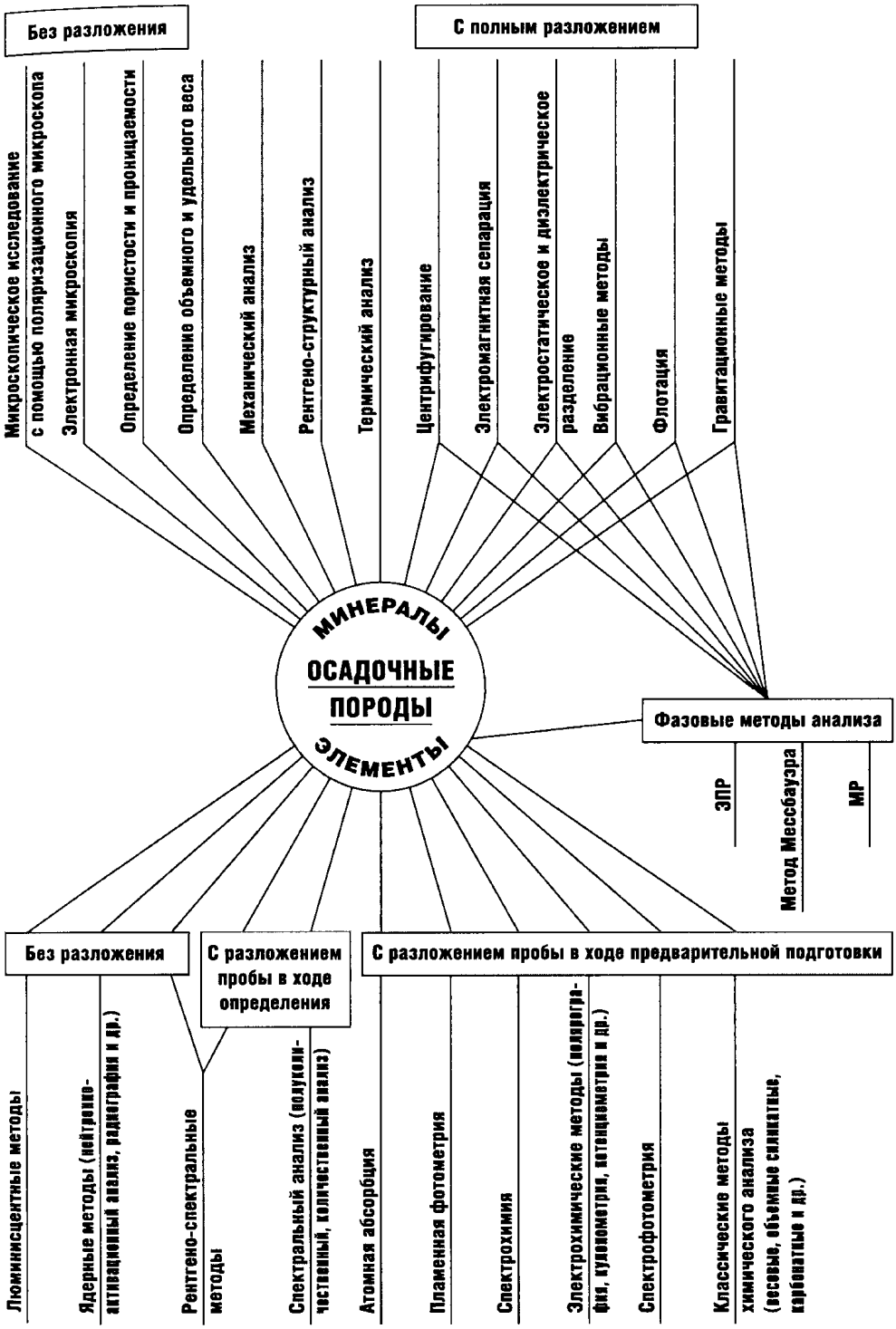


Рис. 2.2. Методики исследований, применяемые в геохимии осадочного процесса

Методологическая основа геохимии осадочных пород, опирающаяся на сравнительно-литологический метод и системный анализ предопределяет тот набор методик, который использует эта наука. В него входят те современные методы, с помощью которых изучаются вещественный состав осадочных и вулканогенно-осадочных пород или триединство: химический элемент–минерал–порода.

Полный перечень методик, используемых в геохимии осадочного процесса, приведен на рис 2.2. На нем в нижней части рисунка сконцентрированы собственно геохимические методы, включающие ряд от люминесцентных и ядерных методов вплоть до методов классического химического анализа. В верхней части диаграммы располагаются минералого-петрографические методики – от изучения прозрачных шлифов под микроскопом, электронной микроскопии и определения пористости и объемного веса породы и вплоть до разделения этой породы на мономинеральные фракции с помощью флотации, а также гравитационных и вибрационных методов. Промежуточное положение между этими двумя рядами методик занимают методы фазового анализа, позволяющие наряду с минеральным составом характеризовать поведение химических элементов (электронный парамагнитный резонанс, ЭПР, ядерный магнитный резонанс, ЯМР, метод Мессбауэра и др.).

Следует подчеркнуть, что на графике рис. 2.2 все методики расположены таким образом, что двигаясь слева направо мы переходим от методов, исследующих элемент, минерал или породу без дезинтеграции или разложения на составные части, к методикам, построенным на полном разрушении испытуемых образцов. В первом случае мы получаем наиболее полное представление о закономерности распределения химических элементов в различных частях неизмененной породы, а во втором – о среднем содержании элементов в образце либо в его составных частях.

Полное описание геохимических, минералогических и петрографических методик, используемых в геохимии осадочного процесса, читатель может найти в работе [Справочник..., 1983]. В составлении раздела «Физические и физико-химические методы» этой работы принимали участие В.Н. Холодов, В.И. Виноградов, Д.Я. Чопоров, В.Г. Хитров, Р.М. Минаева, Т.А. Куприянова, Б.П. Градусов, Р.А. Бочко, Г.В. Карпова, В.И. Марченко, а раздел «Геохимия осадочных пород и геохимические методы исследования» был целиком написан В.Н. Холодовым.

Литература

Андрусов Н.И. Избранные труды. Том IV. Геолого-океанографичесие исследования Южнорусских морей, Мраморного моря и проливов. М.: Наука, 1965. 404 с.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения Востока Европейской России. М.: Кн. маг. Н.И. Мамонтова, 1912. 631 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря // Бюлл. МОИП. 1932. Нов. сер. Т. 40. Отд. геол. Т. 10. № 1. С. 3–104.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Гексли Т.Ч. Человек и природа. СПб, 1869. 450 с.

Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (транстихоокеанский профиль). М.: Наука, 1980. 286 с.

Литология и геохимия осадков Тихого океана (транстихоокеанский профиль) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 334. 1979. 263 с.

Ляйэлл Ч. Основные начала геологии или новейшие успехи Земли и ее обитателей.Т. I, II. 1888. М.: Изд-во А.Г. Глазунова. 400 с. 462 с.

Решение совещания по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 31 с.

Самойлов Я.В. Биолиты. Задачи изучения современных осадков морского дна. Л.: НХТИ НТУ ВСНХ, 1929. 14. с.

Справочник по литологии. Под ред. Н.Б. Вассоевича и др. М.: Недра, 1983. 509 с.

Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. МОИП. Нов. сер. 1945. Т. 50. Отд. геол. Т. 20. № 3–4. С. 34–48.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования // Труды ИГН АН СССР. Вып. 73. 1947. № 22. 267 с.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов // Труды ИГН АН СССР. Вып. 124.1951. № 45. 372 с.

Страхов Н.М. Сравнительно-литологическое изучение осадков // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 9–32.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т. I – 212 с., Т. II – 574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 609 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212.1976. 299 с.

Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза. В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 9–239.

Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку). В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. Труды ИГН АН СССР. Вып. 155.1955. № 66. С. 3–115.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования) // Труды ИГН АН СССР. Вып. 23.1959. 223 с.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса // Труды ГИН АН СССР. Вып. 185. 1968. 496 с.

Шатский Н.С. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879–1941) // Бюлл. МОИП. Сер. истор. 1944. № 24. С. 21–48.

Murray D., Renard A. Deep-sea deposits based on the speciments collected during the voyage of H.M.S. «Challenger» in the years 1872–1876// Challenger rep. Ld., Longmans, 1891. 525 p. (reprint Ld. Johnson, 1965).

ГЛАВА 3
ОСНОВНОЙ ЗАКОН ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА – ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Сравненеие химического состава магматических и осадочных пород и руд

Еще в конце XIX века в работах геологов и петрографов, изучавших осадочные породы (И. Вальтер, Г. Розенбуш, У. Грубенманн, П. Ниггли, А.Н. Заварицкий и др.), утвердилась идеализированная схема осадочного процесса, во многом навеянная представлениями о разрушении магматических пород и образовании за их счет широко распространенных песчаников, глин, конгломератов, железных руд, известняков и углей. Эти представления привели к необходимости сравнения среднего химического состава магматических и осадочных пород и руд, а такое, даже приблизительное сопоставление, родило идею о существовании главного геохимического закона осадкообразования.

Хорошим методом сравнения среднего химического состава пород и руд является треугольная диаграмма Озанна, впервые предложенная А.Н. Заварицким [1932] и широко пропагандируемая в работах Л.В. Пустовалова [1940]; принципы ее построения показаны на рис. 3.1. Диаграмма позволяет с помощью точки изображать состав трехкомпонентной системы (l+r+s), пересчитанный на 100%. В каждой вершине равностороннего треугольника содержание компонентов равно 100%, на противоположной стороне его оно уменьшается до нуля.

Любой химический анализ, показывающий содержание K_2O, Na_2O, CaO, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, FeO и SiO_2 пересчитывается на 100%, а далее среди окислов выделяются три группы, условно различающиеся между собой по растворимости – (K_2O+Na_2O+CaO)–$(Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO)$–$SiO_2$. При этом $l=K_2O+Na_2O+CaO$, $r=Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MgO$, а $s=SiO_2$. Далее реальные соотношения окислов наносятся на диаграмму, и таким образом мы имеем возможность обобщить очень большое количество анализов.

На рис. 3.2 приведены треугольные диаграммы Озанна с нанесенными на них геохимическими данными; слева расположена диаграмма А.Н. Заварицкого [1932], который использовал огромное количество собственных данных, а также материалы К. Лейта и В. Мида [Leith, Mead, 1915] и Ф. Кларка [Clark, 1922], а справа приведен треугольник, модернизированный по современным материалам А.А. Беуса [1972], А.Б. Ронова с соавторами [1990], Дж. Менарда [1985] и др.

На левой диаграмме хорошо видно, что поле магматических, т.е. интрузивных и эффузивных пород, занимает нижнюю половину треугольника, отчетливо тяготея к его центральной части. Это свидетельствует о том, что магматические образования с геохимической точки зрения представляют собой сложные смеси разнородных компонентов, группы которых присутствуют в них примерно в равных количествах.

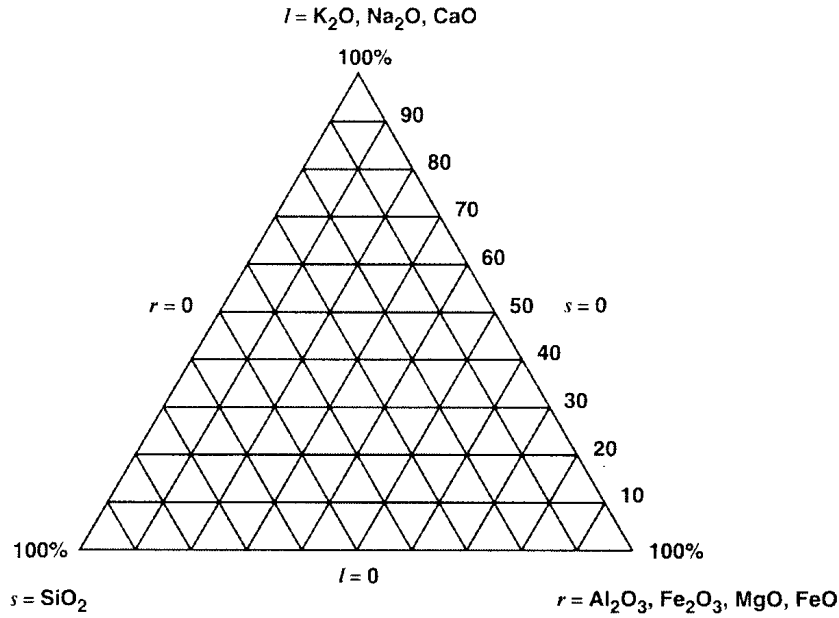


Рис. 3.1. Принципы построения диаграммы Озанна

Среди разнообразных осадочных пород и руд чрезвычайно близкими к ним по составу оказываются глины и глинистые сланцы, а также некоторые граувакковые песчаники. Все остальные осадочные образования резко различаются по соотношению породообразующих компонентов и поэтому на треугольной диаграмме занимают ее краевые части.

Современные данные количественной геохимии подтверждают и детализируют эту схему. На правом треугольнике средний химический состав различных типов изверженных пород, от гранитов и до сиенитов, охарактеризован по данным А.А. Беуса [1972]; по сравнению с полем А.Н. Заварицкого эта группа средних данных несколько сдвинута влево, но также прилегает к основанию диаграммы. Средний состав песков и песчаников, глин и глинистых сланцев, карбонатных и кремнистых пород, а также солей, гипсов и ангидритов был нами рассчитан по данным А.Б. Ронова с соавторами [1990], бокситов по материалам Дж. Менарда [1985] и Г.И. Бушинского [1975], а железных руд по анализам Д.П. Сердюченко и А.Л. Яницкого [1958], а также Дж. Менарда [1985].

Анализ диаграмм показывает, что только широко распространенные глины и глинистые сланцы, образующиеся на континентах и в океане, а также песчаники в какой-то мере наследуют средний химический состав изверженных пород. Не менее широко развитые карбонатные и кремнистые породы отличаются от исходных магматических образований высокой химической «стерильностью»; что же касается более редких эвапоритов, бокситов и железных руд, то они представляют собой крайнее проявление монокомпонентного химического состава и именно поэтому располагаются вблизи от вершин треугольника.

Если к сказанному добавить, что в процессе осадкообразования и вторичных изменений формируются почти чистые марганцевые руды (от 25 до 80% оксидов марганца)

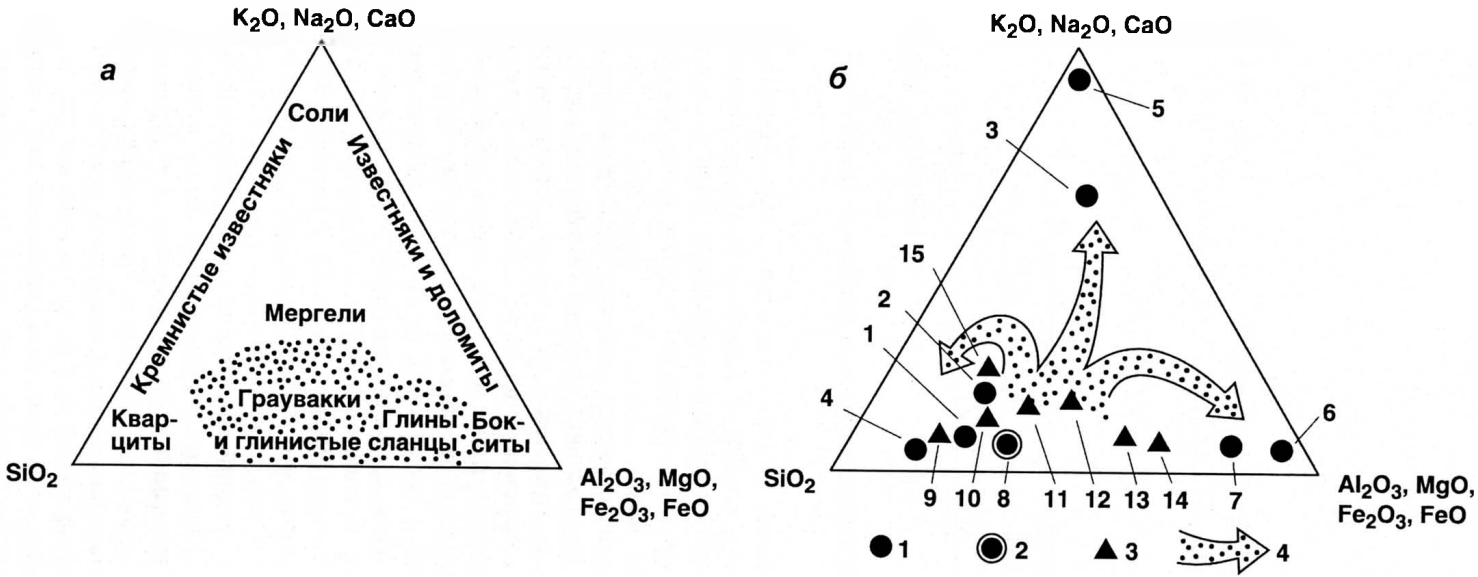


Рис. 3.2. Химический состав различных типов магматических и осадочных пород

а – сравнение состава магматических (точки) и осадочных пород [Заварицкий, 1932]; *б* – основные направления осадочной дифференциации. 1 – средний химический состав осадочных пород и руд; 2 – средний химический состав современных осадков; 3 – средний химический состав изверженных пород; 4 – направление осадочной дифференциации.

На диаграмме: 1 – пески и песчаники континентов; 2 – глины и глинистые сланцы континентов; 3 – карбонаты континентов; 4 – кремнистые породы континентов; 5 – соли, гипсы, ангидриты континентов [Ронов и др., 1990]; 6 – бокситы [Бушинский, 1975; Менард, 1985]; 7 – железные руды [Менард, 1985; Сердюченко, Яницкий, 1958]; 8 – пелагические илы океанов [Эл-Векил, Райли, 1965]; 9 – граниты; 10 – гранодиориты; 11 – диориты; 12 – габбро; 13 – дуниты; 14 – перидотиты; 15 – сиениты

[Страхов и др., 1968], крупные залежи фосфоритов (18–38% P_2O_5) [Бушинский, 1966], высококачественные угли, содержащие до 75–97% органического углерода [Черноусов, 1962] и «черные», горючие сланцы, содержащие от 18 до 55% органического вещества [Страхов, 1960], то станет очевидной вся сложность осадочного процесса, в котором весьма причудливо переплетаются, а иногда очень резко проявляют себя механические, физико-химические и биологические факторы.

В результате реализации осадочного цикла только часть исходного магматогенного материала переотлагается, не испытав существенного изменения в своем среднем химическом составе; значительная часть его полностью разлагается, сепарируется и разделяется на «чистые» мономинеральные образования. Огромное значение такого разделения исходного вещества на рис. 3.2 подчеркнуто символическими стрелками.

Таким образом, в ходе мобилизации, переноса и осаждения исходного магматогенного материала в осадочном процессе осуществляется его преобразование, упрощение и *дифференциация*, в которой под действием механических, физико-химических и биологических факторов создаются новые породы и руды, характерные для стратисферы – слоистой оболочки Земли. Такое формирование дифференциатов и является основным геохимическим процессом в зоне осадкообразования.

К истории представлений об осадочной дифференциации вещества

В течение всей первой половины XX века многократно осуществлялись попытки создать общую глобальную схему осадочной дифференциации вещества на поверхности Земли; они исходили из идеи универсальности осадочного процесса, одинаково реализующегося в различных физико-географических условиях планеты.

Первые представления об осадочной дифференциации были высказаны в трудах крупного немецкого ученого В.М. Гольдшмидта [Goldschmidt, 1938; 1954], который пришел к ним, создавая общую геохимическую модель строения Земли.

В.М. Гольдшмидт сильно схематизировал и идеализировал осадочный процесс, представляя его в виде простой мобилизации, переноса и осаждения материала. При этом он утверждал, что процесс образования осадочных пород вызывает настолько значительное разделение материала, что его можно было бы сравнить с лабораторным химическим анализом.

Этот ученый объяснял поведение химических элементов в самых разнообразных условиях зоны осадкообразования сочетанием их внутренних кристаллохимических свойств и внешних физико-химических параметров геохимической среды. Признавая, что осадочный процесс представляет собой сложный комплекс физико-химических и механических явлений, он выделил в нем наиболее яркие физико-химические типы, причем именно те, в которых реализовывались определенные химические реакции и можно было разглядеть влияние кристаллохимических свойств элементов на их поведение. Напомним, что в одной из своих обобщающих работ В.М. Гольдшмидт писал: «Мы можем иллюстрировать процессы, ведущие к образованию осадков, при помощи следующей классификации их продуктов, аналогично процессам химического анализа.

Последовательность образования осадков

Примеры.

1. Остатки – кварц, циркон.
2. Продукты гидролиза – боксит, глины.
3. Продукты окисления – лимонит, псиломелан.
4. Карбонаты – кальцит, доломит.
5. Продукты испарения – хлориды, сульфаты, бораты.

Прежде всего в виде остатка отлагаются нерастворимые вещества, большей частью в виде зернистого материала, образующие пески, грубые песчаники и т.п. Затем оседает тонкий ил, состоящий из продуктов гидролиза и содержащий водные силикаты или гидроокиси алюминия, тонко измельченные слюды и хлориты, тонко измельченный кремнезем; образуются глины, бокситы, глинистые сланцы и т.п. Следующая стадия заключается в осаждении трехвалентного и четырехвалентного марганца; такому осаждению должен предшествовать процесс окисления, происходящий обычно в мелких поверхностных водах ...» [Гольдшмидт, 1938, с. 232].

Далее, по представлениям этого исследователя, при непосредственном участии организмов осуществляется выпадение карбонатов кальция (известняки), а благодаря взаимодействию осадков с магниевыми солями морской воды и метасоматическому замещению кальция магнием происходит формирование доломитов. Наконец, испарение морской воды рождает целую гамму минералов, причем в этой последовательности разобщаются соли натрия, кальция, магния и калия, образующие разнообразные хлориды и сульфаты.

В 1936 году попытку нарисовать общую геохимическую схему осадочного процесса (гипергенеза) предпринял А.Е. Ферсман [1958]. Его взгляды на осадочное породообразование были представлены в виде диаграммы (рис. 3.3).

Как видно, А.Е Ферсман сохранил основные группы осадочных процессов В.М. Гольдшмидта, но несколько усложнил картину, введя в нее океанское осадкообразование. Значительно усилилась также собственно геохимическая трактовка гипергенеза благодаря использованию эков, веков и таблицы Д.И. Менделеева.

«... Мы видим – писал А.Е. Ферсман – что вся геохимия гипергенеза основывается на величинах энергии решеток и энергии ионов, простых и комплексных, и зависит от поляризации ионов и связи с изменением pH растворов. Этим основным выводом диктуются и пути дальнейшего изучения поверхностных процессов...» [Ферсман, 1958, с. 502, 503].

Дальнейшее развитие идеи В.М. Гольдшмидта и А.Е. Ферсмана нашли в известном учебном руководстве Л.В. Пустовалова «Петрография осадочных пород» [1940]. При ближайшем рассмотрении книги обращает на себя внимание, что теоретические представления Л.В. Пустовалова синтезировали в себе, с одной стороны, всю сумму петрографических наблюдений, накопленных литологами к концу 30-х годов, а с другой – несомненно отразили наиболее распространенные взгляды современных ему геохимиков на осадочный процесс.

Как известно, сущность концепции Л.В. Пустовалова [1940] заключалась в том, что возникновение осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых управляется, в основном, двумя процессами: осадочной дифференциацией и периодичностью тектонической жизни Земли. Осадочную дифференциацию Л.В. Пустовалов представлял себе как сложный процесс, в котором переплетены явления механического и химического разделения металлов.

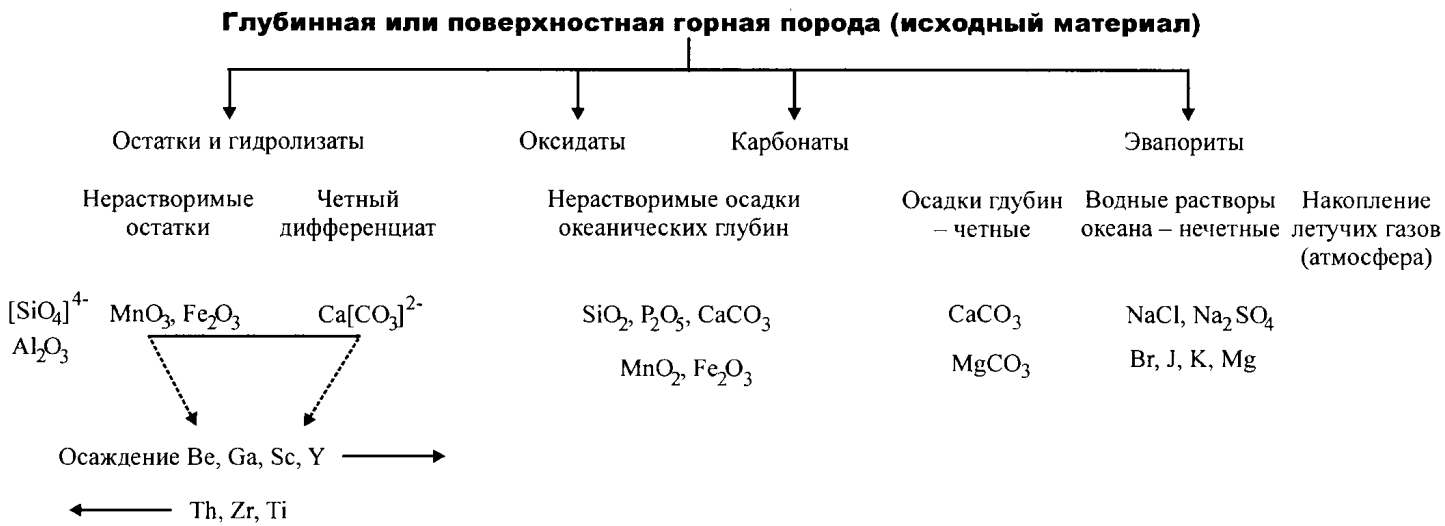


Рис. 3.3. Схема химической дифференциации вещества в осадочном процессе [Ферсман, 1958]

На схеме слева направо имеют место: 1) уменьшение четных химических элементов с постепенным усилением нечетных; 2) повышение радиуса ионов как катионов, так и анионов; 3) увеличение растворимости и понижение гидролиза; 4) понижение поляризации, энергии решеток и соответствующих эков (ЕК и VEK); 5) по таблице Менделеева перемещение в левой части справа налево – от ионов более высоких валентностей к низким и нулевым валентностям

Механическая дифференциация осуществляется вследствие падения живой силы воды или иного транспортирующего фактора, благодаря чему обломочный материал сортируется по размерности или по удельному весу так, как это показано в левой части рис. 3.4; по мере снижения скорости потока (слева направо) осаждаются частицы все меньшей размерности или минералы с меньшим удельным весом.

Химическая дифференциация разворачивается благодаря противоречию между свойствами химических элементов и физико-химической характеристикой гидрогеологической среды; последовательность осаждения химических соединений в этом процессе показана в правой части рис. 3.4. Обращает на себя внимание, что ряд компонентов по схеме Л.В. Пустовалова распадается на два сектора. Осаждение соединений от гидроксидов железа и до карбонатов происходит в результате гидролиза природных соединений, а последовательность формирования твердых фаз здесь зависит от их сродства с ионом OH^- (гидролизуемости металла), а также от pH и Eh среды. Именно эта ветвь химической дифференциации, по представлениям Л.В. Пустовалова, неразрывно связана с механической сортировкой осадочного материала.

Последовательность выпадения в осадок солей, от карбонатов до хлоридов магния, диктуется уже не значениями pH и Eh, а соленостью выпаривающейся морской воды и осуществляется в условиях мелководных озер, лагун и заливов; в этой части дифференционного ряда процессы механического разделения не проявляются, а химическая дифференциация материала предстает в своем рафинированном виде.

Возрастающее увеличение солености морской воды в эвапоритовых бассейнах формирует ту последовательность минералообразования, что изображена на отрезке между карбонатами и хлоридами магния.

В наиболее обычном случае механизм разделения химических элементов при осаждении Л.В. Пустовалов представлял себе в следующем виде. Общеизвестно, что вода диссоциирует по схеме: $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$, причем водород и ионы OH^- обычно находятся между собой в равновесии. Тогда величина pH в растворе оценивается величиной 7. Если в растворе количество водородных ионов увеличивается, то реакция среды становится кислой, а величина pH уменьшается с 7 до 1; наоборот, если в растворе увеличивается количество ионов OH^-, то реакция среды становится щелочной, а значения pH меняются от 7 до 14.

Увеличение щелочности, как правило, стимулирует реакции гидролиза, которые приводят к осаждению химических элементов в виде гидроксидов. Наиболее типичная реакция гидролиза железа, при которой растворимое в воде трехххлористое железо выпадает в осадок в виде гидроксидов:

$$FeCl_3 + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3HCl$$

Для каждого химического элемента образование гидроксидов происходит при строго фиксированном значении pH. Х.Т. Бриттон привел следующий ряд начала осаждения гидроксидов при нейтрализации кислых растворов:

	pH		pH		pH
$Tl(OH)_3$	1	$Ti(OH)_3$	4,0	$Co(OH)_2$	7,2
$Ti(OH)_2$	1,4–1,6	$Al(OH)_3$	4,1–4,3	$Hg(OH)_2$	7,3
$U(OH)_4$	1,68	$UO_2(OH)_2$	4,25	$Mn(OH)_2$	8,5–8,8
$Sn(OH)_4$	2	$Cr(OH)_3$	5,1	$Ag(OH)$	9,8
$Fe(OH)_3$	2,48–2,7	$Cu(OH)_2$	5,4–6,1	$Mg(OH)_2$	10,5
$Sn(OH)_2$	2,3–3,2	$Fe(OH)_2$	6,49	$Ca(OH)_2$	12,7
$Th(OH)_4$	3,5	$Ni(OH)_2$	6,7		

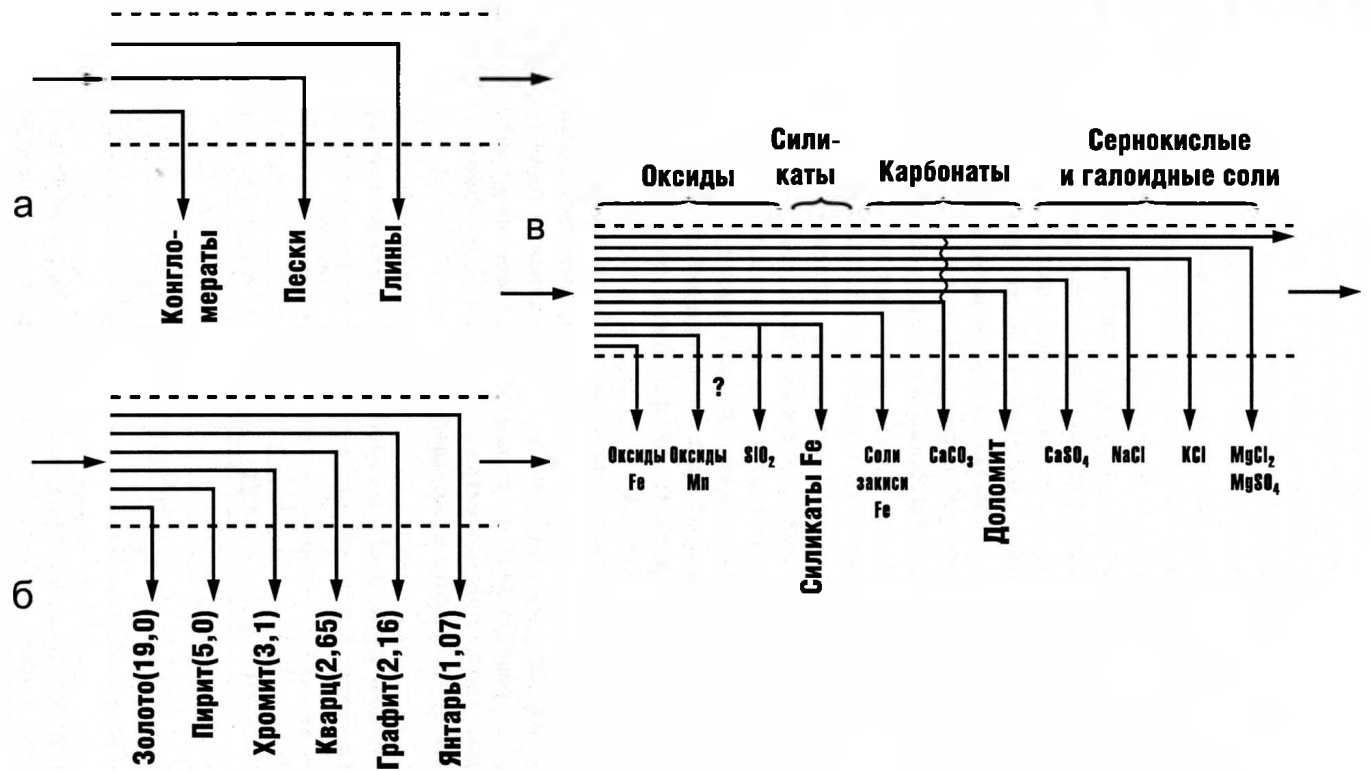


Рис.3.4 Осадочная механическая (*а, б*) и химическая дифференциация вещества [Пустовалов, 1940]

Следует при этом иметь в виду, что чем меньше концентрация того или иного элемента в растворе, тем при более высоких значениях pH начинается его осаждение.

Ссылаясь на данные М.Н. Годлевского [1937] и В. Аткинса [Atkins, 1922], Л.В. Пустовалов в своей работе показал, что в природных водах значения pH непрерывно возрастают от вод кратерных озер (pH=1,5) и торфяников (pH=4–4,5) на континенте до вод морей (pH=8,1–8,4) и морских заливов (pH>10,0); это означает, что гидролиз химических элементов по мере их движения от континента в море будет осуществляться в строгой последовательности, и химическое осаждение элементов будет происходить в определенном порядке в соответствии с рядом дифференциации, изображенном на рис. 3.4.

Далее Л.В. Пустовалов подчеркивал, что положение некоторых химических элементов в ряду дифференциации в значительной степени зависит от их валентности; действительно, железо в трехвалентной форме гидролизуется при pH=2,48–2,7, а в двухвалентной – при pH=6,49. То же происходит с четырех- и шестивалентным ураном, двух- и трехвалентным титаном и т.п.

Между тем, переход химического элемента из одной валентности в другую целиком зависит от поведения электронов. Для того чтобы перевести Mo из четырехвалентной в шестивалентную форму у него следует отнять два электрона: $Mo^{+4}-2e=Mo^{+6}$. Так осуществляется окисление молибдена. Если к трехвалентному железу добавить один электрон, то получим двухвалентное железо по формуле: $Fe^{+3}+e=Fe^{+2}$. Произойдет восстановление железа.

И окисление, и восстановление металлов осуществляется за счет действия электрохимических процессов и в значительной степени зависит от электродвижущей силы реакции. Последняя измеряется величиной Eh, представляющей собой разность потенциалов в вольтах, замеренную в растворе децинормальной концентрации при температуре +18°C.

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) обычно рассматривается по отношению к потенциалу нормального водородного электрода, условно принятого за нуль: $H_2=2H^++2e$ равно 0,000 вольт. Соответственно одни окислительно-восстановительные реакции имеют положительные значения Eh и располагаются выше потенциала водородного электрода, а другие – отрицательные значения этой величины и располагаются ниже (табл. 2).

Таблица 2. Окислительно-восстановительные потенциалы некоторых реакций

Реакция	Eh	Реакция	Eh
$Co^{2+}=Co^{3+}+\bar{e}$	+1,85	$U^{4+}=U^{6+}+2\bar{e}$	+0,41
$Ni^{2+}+H_2O=NiO_2+4H^++2\bar{e}$	+1,75	$V^{3+}=V^{4+}+\bar{e}$	+0,40
$Pb^{2+}+H_2O=PbO_2+4H^++2\bar{e}$	+1,5	$2Cu=Cu_2O$	+0,345
$V^{4+}=V^{5+}+\bar{e}$	+1,00	$H_2=H^++2\bar{e}$	0,000
$Fe^{2+}=Fe^{3+}+\bar{e}$	+0,77	$Fe^0=Fe^{2+}+2\bar{e}$	–0,45

Очевидно, что каждая реакция этого ряда будет восстановительной для расположенной ниже и, наоборот, окислительной для расположенной выше.

Детальная схема осадочной дифференциации, разработанная Л.В. Пустоваловым, породила мысль о жесткой связи между физико-химическими обстановками

и аутигенным минералообразованием; она нашла отражение в гипотезе о геохимических фациях, очень высоко в свое время оцененной А.Е. Ферсманом [1934].

В соответствии с этими представлениями «под современной геохимической фацией понимается часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими *условиями накопления и формирования* осадочных горных пород» [Пустовалов, 1940. Т. 1. С. 462] (курсив мой. В.Х.). Иначе говоря, среда и результат осадконакопления едины и должны образовывать общие дифференционные ряды. Для морских обстановок, например, могут быть выделены ультраокислительные фации (MnO_2), окислительные фации (Fe_2O_3, оксиды V, As и др.), фосфоритовые фации ($Ca_3P_2O_3 \cdot CaF_2$), глауконитовые фации (силикаты закиси-окиси железа), шамозитовые фации (силикаты закиси железа), сидеритовые фации ($FeCO_3$), сероводородная фация (FeS_2 и др.); кроме того, в исключительных обстановках морских лагун могут возникать доломитовая и доломит-флюоритовая фация – $CaMg(CO_3)_2$ и CaF_2 – а также фация «морских солей» (NaCl, KCl, $CaSO_4$ и др.).

Любопытно, что геохимические фации, по Л.В. Пустовалову, могут сильно редуцироваться и полностью выпадать из общей схемы либо, наоборот, гипертрофироваться и занимать огромные площади дна современных и древних морских водоемов.

В целом представление об осадочной дифференциации позволило Л.В. Пустовалову [1940] создать довольно стройную классификацию осадочных пород и руд, а также объяснить некоторое сходство развития осадочного процесса после каждого цикла горообразования в фанерозойской истории Земли («закон периодичности»).

Представления В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана и Л.В. Пустовалова об осадочной дифференциации вещества прочно укрепились в современной геохимической литературе, Об этом, например, свидетельствует схема последовательности выпадения осадков, приведенная в трудах В.В. Щербины [1956; 1972] и составленная по К. Смуликовскому; она изображена на рис. 3.5. В качестве основы для оценки разделения малых и редких элементов здесь взята та же последовательность осаждения компонентов, которая была предложена В.М. Гольдшмидтом [1938]: 1) резидюаты; 2) гидролизаты; 3) оксидаты; 4) эвапориты.

Эта же группировка осадочных образований иногда с некоторой модернизацией и усложнением широко используется в ряде современных руководств по общей геохимии и геохимии осадочного процесса; примером этому могут служить книги Б. Мейсона [1971], В.В. Щербины [1972], А.И. Тугаринова [1973] и др. Так же как и во всех предыдущих научных построениях, в них отчетливо проглядывает стремление создать *единую и универсальную* систему, пригодную для любых физико-химических обстановок зоны осаждения.

Концепция фазовой дифференциации Н.М. Страхова

В 50-х годах создание общей литолого-геохимической концепции, управляющей осадочным процессом, начал Н.М. Страхов. В отличие от своих предшественников он шел к теоретическим построениям чисто эмпирическим путем, начав с детального исследования геохимии современного осадочного процесса и постепенно привлекая материалы, характеризующие геохимию древнего осадко-, породо- и рудообразования. Эти работы проводились Н.М. Страховым на литолого-

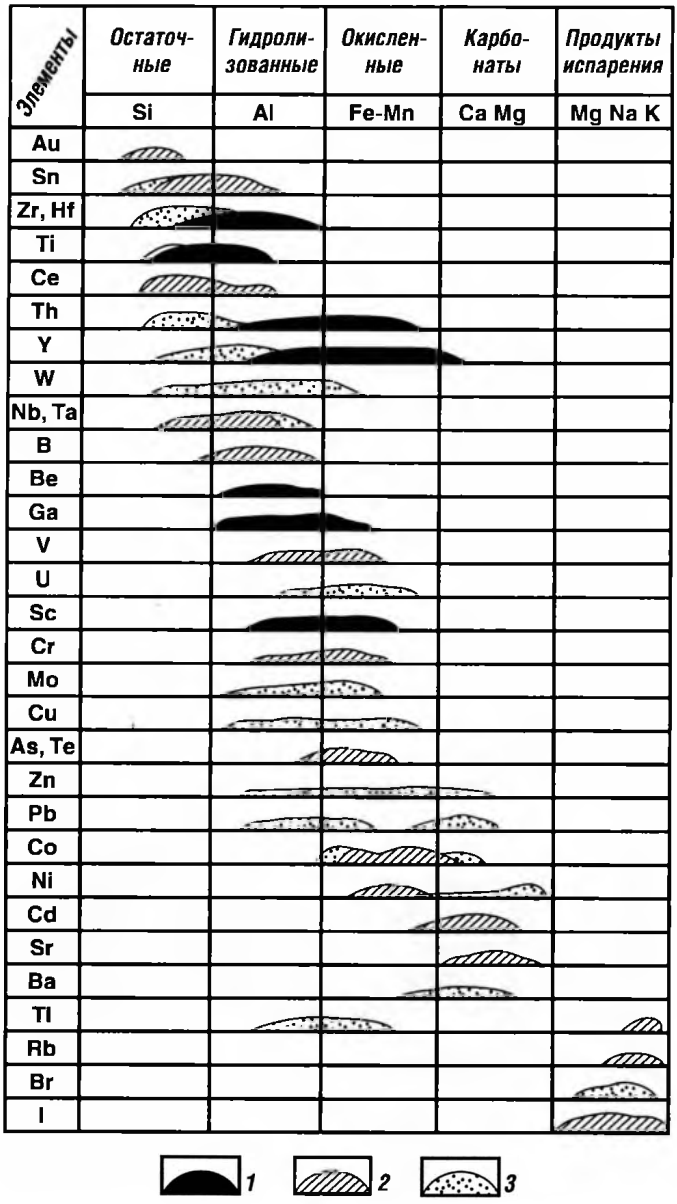


Рис. 3.5. Последовательность выпадения осадков [Щербина, 1972]

1 – по В.М. Гольдшмидту [1938]; *2* – по разным авторам с дополнениями В.В. Щербины; *3* – по К. Смуликовскому [Smulikowsky, 1953]

фациальной основе, с учетом всего разнообразия физико-географических обстановок зоны осадконакопления.

Основные теоретические выводы Н.М. Страхова изложены им в ряде монографий и учебных руководств; они еще при жизни автора превратились в концепцию *фазовой дифференциации* вещества.

Н.М. Страхов, исследовав современные процессы, показал, что в зоне осадкообразования большое значение имеет *динамика* перемещения воды, воздуха, льдов, лав, эксгаляций и гидротерм; в конечном счете, только в редких случаях, результаты химических и биохимических реакций непосредственно отражаются в осадках. Гораздо чаще эти явления приводят к образованию твердых частиц определенной гранулометрической размерности, которые в дальнейшем ведут себя и перемещаются по законам терригенных компонентов, смешиваясь с твердой фазой, унаследованной от разрушения исходных магматических пород. Переход растворенных форм миграции химических элементов во взвеси является одной из самых распространенных форм фазовых превращений.

Наряду с переходом веществ из жидкого состояния в твердое, в зоне осадкообразования известны фазовые превращения газов в твердые компоненты; огромное количество атмосферной углекислоты трансформируется в растительные остатки под действием фотосинтеза или в карбонатные частицы при участии морских организмов или при нарушении физико-химических карбонатных равновесий. Аналогичным образом ведут себя кислород и азот воздуха, которые иногда принимают активное участие в минералообразовании зоны гипергенеза. В некоторых случаях имеют место обратные превращения твердых частиц в газ; например, микробиологическое разложение органического вещества и сульфатредукция в полужидких илах морей рождает огромное количество газообразных CO_2 и H_2S.

Без преувеличения можно утверждать, что *зона осадкообразования представляет собой область самых разнообразных фазовых метаморфоз, причем главным направлением этих преобразований остается переход растворов во взвеси.*

Последнее утверждение хорошо гармонирует с количественными оценками современного осадконакопления, выполненными в работах А.П. Лисицына [1974] и В.В. Гордеева [1983]. Так, А.П. Лисицын рассчитал, что в настоящее время Мировой океан ежегодно получает 18,5 млрд т взвешенного материала. Если к этому добавить влекомый по дну рек обломочный материал, то величина твердого стока может возрасти до 32,4 млрд т/год. Количество растворенных в речной воде компонентов сильно уступает этой величине: А.П. Лисицын [1974] оценил «растворенный» сток в 3,2 млрд т. Позднее В.В. Гордеев [1983] уточнил и увеличил эту цифру, доведя ее до 4,4 млрд т/год.

Соотношения между твердым и растворенным стоком очевидны: они отличаются почти на порядок и это доказывает полное господство взвешенных форм миграции в современном осадочном процессе.

Количественные соотношения взвесей и растворов для разных химических элементов в современном осадкообразовании исследовали М.А. Глаголева, Г.С. Коновалов с соавторами, А.Э. Конторович, Г.М. Варшал, Н.П. Морозов, Дж. Бартон, Дж. Эдмонт и другие ученые; для общих оценок особенно интересны работы И.И. Волкова [1975] и В.В. Гордеева [1983]. При этом И.И. Волков показал, что в реках, дренирующих черноморский водосбор, 12 химических элементов (железо, марганец, титан, цирконий, фосфор, ванадий, цинк, свинец, хром, медь, никель и кобальт) из 14 в основной массе перемещаются во взвеси (87,7–99,6%); только в миграции урана и молибдена растворы играют заметную роль (58–67% от общего стока).

По данным В.В. Гордеева, обобщившего материалы по поведению 26 химических элементов, в водах рек всей планеты, преимущественно во взвесях перемещаются все исследованные элементы, причем минимальная доля растворов типична

для Ti, Sc, Pb и Fe (0,001–0,16%), большая – для Cs, Cr, Mn, Co, Rb, Ni, P, Au (1,2–8%), еще большая – для Zr, Ba, Li, Cu, Ag, U (12–26%). Наибольшей миграционной способностью в водах современных рек обладают Cd, Sr, Mo, As, Sb; их сток в истинно растворенных формах оценивается величинами 38–52% от суммарного. Возможно, однако, что широкое распространение в современных речных водах этих вредных примесей обусловлено техногенной деятельностью человека.

Следует подчеркнуть, что в зоне гипергенеза часто область, где осуществляется переход химических элементов из раствора во взвесь, совершенно не совпадает с местом окончательного их захоронения; между геохимической средой, в которой осуществляется физико-химическая или биологическая реакция выпадения компонентов из раствора и местом захоронения сформированного осадка иногда наблюдается значительный пространственный разрыв. Так, например, та часть железа, что в водах рек мигрирует в виде раствора в значительной части выпадает в осадок на рубеже река–море, где наиболее сильно сказывается воздействие электролитов и проявляется деятельность планктона [Гордеев, 1983]. Между тем, вблизи от устьев рек довольно редко фиксируются зоны интенсивного захоронения кларкового железа, и в современном морском процессе оно чаще накапливается во внутренних, наиболее глубоководных, частях морских водоемов [Страхов, 1954; Емельянов и др., 1979].

Несоответствие между участками, в пределах которых осуществляется выпадение в осадок тех или иных компонентов, и местами их окончательного захоронения на дне конечного водоема стока, ставит под сомнение возможность четкого выделения *геохимических фаций*, по крайней мере на стадии седиментации; весьма возможно, что те ряды геохимических обстановок и характерных для них аутигенных минералов, которые были выделены Л.В. Пустоваловым [1933; 1940], Г.И. Теодоровичем [1956; 1958] и другими исследователями, характеризуют преимущественно не седиментационные, а более поздние диагенетические и катагенетические процессы.

В.М. Гольдшмидт, А.Е. Ферсман и Л.В. Пустовалов, говоря о разделении химических элементов в осадочном процессе не делали различий для компонентов, слагающих ряды дифференциации. Последовательность осаждения, по их мнению, охватывала и рудные и кларковые содержания. Между тем, еще в ранних работах Н.М. Страхова было показано, что рудные скопления[1] и их кларковый фон существенно различаются между собой.

Любопытно, что основная масса химических элементов в стратисфере находится в рассеянном состоянии и формирует кларковые содержания; абсолютная масса химических элементов, образующих руды, количественно совершенно ничтожна.

Это положение хорошо доказывается на примере железа, среднее содержание которого в стратисфере равно 3,33%. Если учесть всю массу пород, слагающих стратисферу на континентах и в океанах и подсчитать в них количество железа, то получается величина $8{,}28 \cdot 10^{16}$ тонн [Ронов и др., 1990]. Для сравнения попробуем учесть и сложить вместе все промышленные запасы железорудных месторождений мира. Оказывается, что в них содержится только $9{,}3 \cdot 10^{10}$ т металла [Iron ore, 1978; 1979]. Как видим, абсолютные массы железа, заключенные в руд-

[1] В большинстве современных геологических работ рудой называют скопления металлов, которые технологически возможно и экономически целесообразно извлекать в промышленных масштабах. В отличие от них Н.М. Страхов называл рудными скоплениями те высокие содержания металлов и неметаллов, которые многократно превышают кларк и возникают на ограниченных участках земной поверхности.

ных месторождениях, уступают массе кларкового железа на шесть порядков или в миллион раз. Сходные соотношения, как мы увидим дальше, типичны для алюминия, марганца, фосфора, органического углерода и многих других химических элементов; во всех случаях массы элементов, сосредоточенные в рудных скоплениях, составляют ничтожные доли той массы, что находится в рассеянном состоянии и формирует стратисферу.

Было также установлено, что закономерности пространственной локализации кларковых и рудных образований в стратисфере кардинально отличаются друг от друга; различны, по-видимому, и механизмы, определяющие их образование. Действительно, на рис. 3.6 сопоставляется поведение рудных скоплений и кларковых содержаний химических элементов в различных фациально-палеогеографических обстановках Земли – во влажной гумидной зоне (I), в сухой и жаркой аридной зоне (II) и в области преимущественного развития вулканических явлений (III). Основой для такого сравнения служит идеализированный фациальный профиль, характеризующий все переходы от расчлененного и выветривающегося континента, в пределах которого накапливаются грубообломочные породы и осадки, вплоть до морских относительно глубоководных фаций, в которых преобладают тонкозернистые глины и илы.

Из анализа графиков становится очевидным, что кларковые содержания большинства компонентов ведут себя довольно стандартно; они обычно оказываются очень невелики в песках, увеличиваются в алевролитах и достигают максимальных значений в глинах, тем самым отчетливо демонстрируя стремление расти от приподнятых частей континентов к глубоководным частям озер и морей. Такое поведение средних или кларковых содержаний ряда химических элементов сохраняется как в гумидной, так и в аридных областях, носит, так сказать, универсальный характер. В отличие от них высокие («рудные») скопления бокситов, железных и марганцевых руд, углей, фосфоритов, горючих сланцев и эвапоритов отчетливо тяготеют к континентальным обстановкам, концентрируются на континенте, на прибрежных равнинах и на шельфе.

Все сказанное заставляет думать, что рудные скопления и кларковые содержания химических элементов являются разными составляющими рядов дифференциации, требуют четкого разграничения.

Как уже отмечалось, в работах В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана и Л.В. Пустовалова делались попытки создать универсальный ряд дифференциации веществ, единый для всей зоны осадкообразования. Н.М. Страхов показал иллюзорность таких построений. Оказалось, что в пределах зоны гипергенеза выделяются четыре типа осадочного процесса – гумидный, аридный, ледовый и вулканогенно-осадочный. В каждом из этих типов разделение вещества осуществляется по собственному плану, в результате реализации разных процессов.

Осадкообразование в *гумидной*, влажной зоне протекает в условиях избытка атмосферных осадков и пышного развития растительности. Здесь преобладают чисто химические и биохимические реакции разложения исходных магматических и метаморфических пород, формируются почвы, коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые (руды Al, Fe, Mn), образуются скопления растительного материала в низовых торфяных болотах, возникают рудные скопления на рубеже река–море и, иногда, формируются различные залежи полезных ископаемых на шельфах конечных водоемов стока.

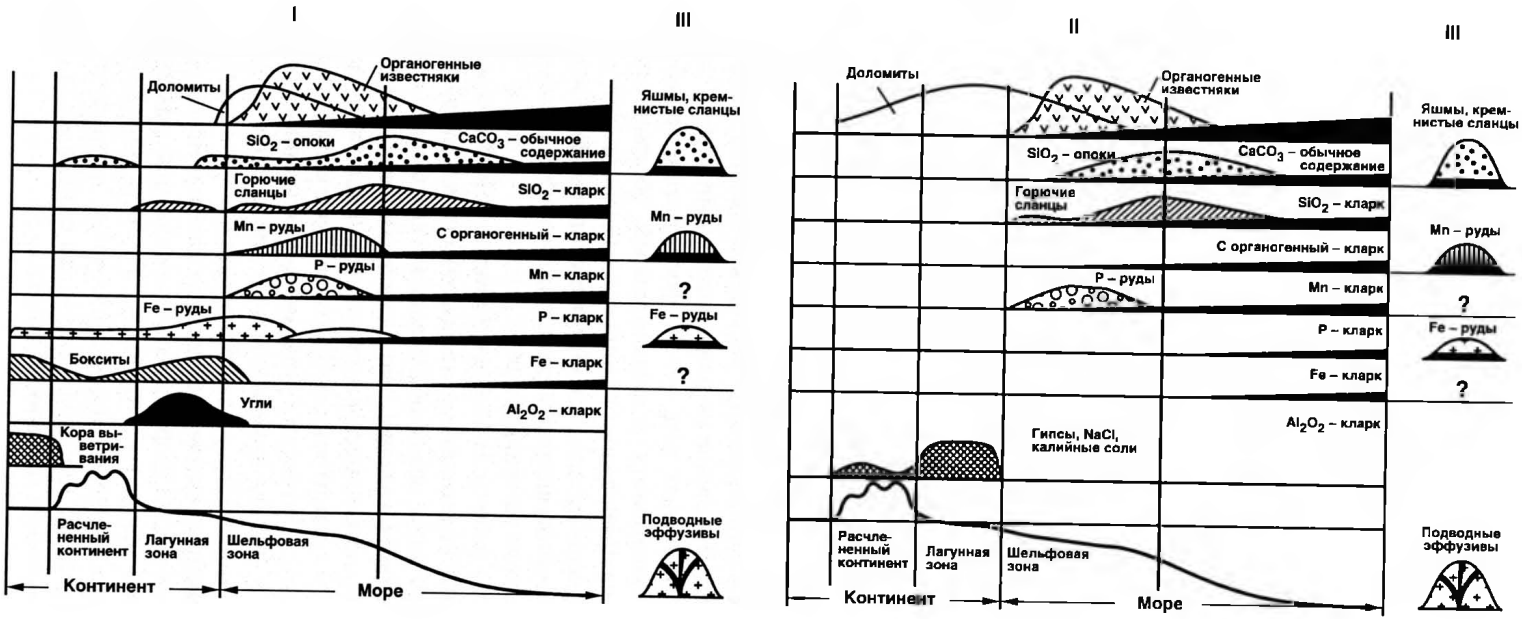


Рис. 3.6. Закономерности поведения кларковых и рудных содержаний на фациальном профиле в зонах влажного тропического (I) и засушливого (II) климата [Н.М. Страхов, 1951] с дополнениями; вулканогенно-осадочные руды (III)

Осадочный процесс в засушливой *аридной* зоне реализуется при отсутствии растительного покрова и при резком усилении эоловой деятельности; за счет сильных перепадов температуры воздуха происходит механическое разрушение исходных пород питающих областей, а эоловая деятельность усложняет транспортировку материала. Биохимические процессы подавляются, а механические и химические явления резко дифференцируются. На поднятиях и прибрежных равнинах формируются красноцветные карбонатсодержащие отложения, нередко контролирующие стратиформные залежи Cu, Pb и Zn. В наносах пустынь, в озерах, в заливах и лиманах морей осуществляется химическое осаждение солей и формируются разнообразные эвапориты.

При господстве низких температур воздуха и развитии ледниковых покровов характер осадкообразования еще раз резко меняется. *Ледниковый* процесс обычно сводится к чисто механическому взаимодействию ледника с подстилающим субстратом. В итоге образуются конечные морены, представляющие собой «среднюю пробу» абрадируемых отложений и магматических пород, и разнообразные осадки, происхождение которых связано с таянием ледника.

Особое место в схеме Н.М. Страхова занимает *вулканогенно-осадочный* процесс, не связанный с климатической зональностью Земли и, в основном, обусловленный проявлением эндогенных сил. По сути своей этот процесс азонален и на континентальном блоке может накладываться на гумидные, аридные и даже ледниковые обстановки, а в океанах – трассировать срединно-океанические поднятия. Периодическое поступление лав, эксгаляций и гидротерм на дневную поверхность или на дно водоемов локально осложняет нормальное осадкообразование и является источником вещества при образовании железных, марганцевых и колчеданных месторождений, залежей серы, боратов, кремнистых отложений, целестина и стронционита и многих других полезных ископаемых.

Общая схема фазового разделения вещества на Земле приведена в таблице 3. Следует подчеркнуть, что двигаясь в таблице сверху вниз, мы перемещаемся вдоль идеализированного профиля от приподнятых континентальных участков к прибрежной равнине и далее вглубь конечного водоема стока. Характерно, при этом, что в этом направлении постепенно стираются границы между гумидными и аридными областями, и в нижней части графика, в типичных морских и океанских обстановках, мы имеем дело с так называемыми *аклиматическими* или *биклиматическими* образованиями, т.е. с осадочными образованиями, равным образом распространенными и в аридных и в гумидных зонах планеты. Любопытно, что к этой группе принадлежат «черные» горючие сланцы, фосфориты, карбонатные и кремневые породы, а также железомарганцевые конкреции, т.е. те скопления, в формировании которых большую роль играют биогенные процессы.

В схеме фазовой дифференциации вещества, предложенной Н.М. Страховым (см. табл. 3), фигурируют ассоциации сформированных, прошедших все стадии породообразования, осадочных пород и руд. Поэтому при рассмотрении таблицы очень важно представлять себе стадийность осадочного процесса. В целом эта проблема была недавно очень подробно проанализирована в статье В.Н. Холодова [2004]. Было показано, что в осадочном процессе стадии представляют собой условные подразделения идеализированного явления; в каждом конкретном случае гумидного, аридного, ледового или вулканогенно-осадочного процесса объем и значение стадий изменяется в довольно широких пределах. Так,

Таблица 3. Результаты фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе по Н.М.Страхову [1960,1962,1963] с дополнениями В.Н.Холодова [1999]

Ледовый (гляциальный и перигляциальный) литогенез		Гумидный литогенез			Аридный литогенез			Вулканогенно-осадочный литогенез		
Породы ледникового происхождения *Наземные* Морены (тиллиты, миктиты, диамиктиты, параконгломераты) и флювиогляциальные отложения – слоистые конгломераты, песчаники и ленточные глины *Подводные:* Диамиктон ледового разноса, ламинариты, турбидиты, варвы и другие переотложенные продукты ледового разноса	В гляциальной зоне концентрации компонентов не происходит; осуществляется механическое разрушение коренных пород и формируются осадки, по составу соответствующие средней пробе. В перигляциальной зоне – *россыпи:* а) ближнего сноса – Au, Pt, Ag, S, As, сульфиды Fe, Cu, Zn, гидроксиды Fe, Al, сульфосоли и др.; б) аллювиальные – Au, Ag, Pt, сульфаты	Глины, алевролиты, песчаники, грубообломочные породы. Среди глин распространены каолинитовые разности, среди песчаников – олигомиктовые, реже – метамиктовые породы	Биос; Триада Al, Fe, Mn; Устойчивые минералы	*Коры выветривания* *Россыпи:* а) ближнего сноса – Au, Ag, Cu, алмазы (C), корунд (Al_2O_3), киноварь (HgS), минералы редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, V, Y, TR и др.); б) аллювиальные – Au, Pt, Sn, W, Mo, Ti, V, минералы редких элементов (касситерит, вольфрамит, молибденит, титаномагнетит); в) прибрежно-морские – TR, Zr, Hf, Ti, Sn (монацит, циркон, рутил, касситерит и др.) *Бокситы:* $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (Ti, Zr, Ga, TR, Nb, V, Sc и др. гидролизаты) *Железные руды:* $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ (Mn, V, As, P, B, спорадические: Ti, Ge, TR); $FeCO_3$ – сидерит; примесей мало *Марганцевые руды:* MnO_2 (Fe, V, Sn, Ti, Co, Ni, Cu, Mo), $MnCO_3$ (Ba, Co, Tl, Ra) *Угленосные формации* (Ge, Zn, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zr, W, реже Li, Tl, Be, Sc, Ti, Ga, TR, Ag, Sn, Bi)	Глины, алевролиты, песчаники, грубообломочные породы. Среди глин развиты сепиолитовые и палыгорскитовые разности, реже – гидрослюда и монтмориллонит. Среди песчаников преобладают полимиктовые разности (аркозы, граувакки)	Ряд минералов, образующихся при выпаривании морской воды; Триада Cu - Pb - Zn	*Россыпи:* элювиальные – Au, Pt; аллювиальные – Au, Pt, Sn, W *Красноцветные формации* *Медистые песчаники:* Cu_2S, Cu_5FeS_4, $CuFeS_2$, $Cu_{12}As_4S_{13}$, CuS (халькозин, борнит, халькопирит, блеклая руда, ковеллин и примесь Pb, Zn, Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, U,V) *Свинцово-цинковые руды в карбонатных породах:* PbS, ZnS (галенит, сфалерит с примесью Cu, Cd, Ag, V, Ni, Bi, As и др.) *Эвапоритовые формации* $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ (известняк, доломит), $CaSO_4$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (ангидрит, гипс), NaCl (галит) $MgSO_4 \cdot H_2O$; $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$; $K_2SO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$ (кизерит, астраханит, полигалит) $MgCl_2 \cdot 6H_2O$; $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$; KCl (бишофит, карналлит, сильвин). В формации накапливаются Sr, B, Br, F, J и другие элементы	Кислые, средние и основные эффузивы, кластолавы, пирокластика (тефра), травертины, фтаниты, яшмы и другие кремнистые породы	**Эффузивно-осадочные формации** *Наземные*	
									Гумидные *Россыпи:* элювиальные, речные, морские - Au, Ag, Pt, Sn, W, Ti, сульфиды, TiO_2, Fe_2O_3, MnO_2 (лимонит, яроэит, гидроксиды Mn в кратерных озерах и ручьях); SiO_2, $CaCO_3$, сера самородная, B, As, Ba, Sb, Cu, Ag и др. элементы в области разгрузки гидротерм	Аридные *Озерные:* сода Na_2CO_3, SiO_2, бораты: $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$, $Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$, $C_2B_6O_7 \cdot 5H_2O$, (бура, кернит, пандермит и др.) Эвапоритовые озера: с Li, W и другими металлами и со скоплениями $SrSO_4$ - целестина, Na_2CO_3 – соды
									Подводные *Железные руды:* Fe_3O_4, Fe_2O_3, $FeCO_3$, силикаты Fe, Mg; FeS_2 (магнетит, гема- тит, сидерит, хлориты, пирит с приме- сью Cu, Ag, V и др.)	
									Марганцевые руды (окислы Mn, родохрозит, кремниевые породы, обогащенные Fe.	
									Колчеданные месторождения: FeS_2, $CuFeS_2$, ZnS (пирит, халькопирит, реже галенит, пирротин, магнетит, борнит с примесью Cu, Ag, Bi, Re и других металлов)	

Аклиматические подводные отложения (формации?)

$CaCO_3$; $CaMg(CO_3)_2$ - карбонатные породы (Sr, возможно Br, As и Ag) $Ca_3P_2O_5$ CaF_2 - фосфориты (TR, Sr, U, Mo, J, спорадически Cr, V, Pb, Cu, Se и др.) «Черные» горючие сланцы (SiO_2, Au, V, U, Mo, Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Ag, Be, Sr, W и др.) SiO_2 — кремниевые породы (Fe, иногда Corg) океанические железо-марганцевые конкреции (Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Mo, Pb, V, Zr, Ti и др.)

например, в вулканогенно-осадочном процессе стадии мобилизации и переноса вещества становятся гипотетическими, обычно домысливаются исследователями. При ледовом процессе мобилизация и транспортировка материала сливаются воедино; на движущийся ледник материал поступает либо в виде продуктов механического моренного выветривания, либо в виде обвалов и оползней, либо в результате вспахивания ложа, а фиксация всего этого материала происходит вследствие таяния льда.

Сознавая относительность понятия «стадия» осадочного процесса, мы предлагаем в качестве основы наиболее простой вариант стадиальной последовательности, разработанный Г.Ф. Крашенинниковым; он изображен в табл 4. Очевидно, что процессы мобилизации вещества на водосборах, его переноса и захоронения на дне конечных водоемов стока, диагенетической или иловой стадии осадочного процесса, катагенеза или бытия собственно осадочной породы вплоть до ее метаморфического преобразования или гипергенного разложения охватывают всю геохимическую историю элементов в зоне осадкообразования и стратисферы.

Среди химических элементов, принимающих активное участие в фазовой дифференциации вещества, довольно четко обособляются две большие группы. К первой относятся элементы, обладающие высоким кларком и ярко выраженной способностью формировать осадочные, а также вулканогенно-осадочные породы и руды. К ним принадлежат Si (24,8)[1] Al (10,45), Fe (3,33), Ca (2,53), K (2,28), Mg (1,34), C (1,2), P (0,77), Na (0,66), S (0,30), Cl (0,016) и, конечно же, O (51,84%); с некоторой долей условности к этой группе можно отнести также Mn (0,087), Ba (0,08) и Sr (0,045%).

Таблица 4. Схема основных этапов осадочного породообразования [Крашенинников, 1985], с дополнениями автора

Этапы	Главный действующий фактор	Главный процесс	Принципы типизации
Мобилизация	Выветривание, почвообразование; вулканизм	Переход вещества горных пород в транспортабельное состояние	По палеоклимату и палеорельефу; по типу извержений и химизму магмы
Перенос	Динамика и химизм транспортирующей среды	Транспортировка вещества при преобладании живой силы среды	По фазовому состоянию среды и дальности переноса
Накопление	Сила тяжести, организмы, химизм и динамика среды	Образование нерастворимых соединений, осаждение и закрепление осадка на дне	По физико-географической обстановке (генетические типы и фации)
Субаэральный и субаквальный диагенез	Грунтовые и иловые растворы, органическое вещество	Биохимическое разложение органического вещества, превращение осадка в породу	По физико-химическим условиям в илу
Катагенез	Температура, давление, пластовые воды, газы, нефть	Взаимодействие нефтегазоводных растворов и осадочных пород	По типам катагенетической зональности

[1] В скобках проставлены средние, кларковые содержания элементов, заимствованные из работы А.П. Виноградова.

Ко второй группе следует отнести все прочие химические элементы таблицы Д.И. Менделеева. Их средние содержания в осадочных отложениях обычно ниже десятых долей %, подавляющая их масса находится в рассеянном состоянии и только относительно небольшая часть образует собственные осадочные минералы, реже – породы и руды.

Общеизвестно, что фазовая дифференциация вещества в осадочном процессе представляет собой многостадийное явление; она начинается с процессов выветривания, переноса и седиментации, но продолжается также в ходе процессов диагенеза, катагенеза, метаморфизма и гипергенеза. Однако породообразующие компоненты и элементы-примеси участвуют в этом циклическом процессе совсем не одинаково.

Работами многих литологов [Пустовалов, 1956; Страхов, 1960; Холодов, 1993] было показано, что породо- и рудообразующие компоненты наиболее активно обособляются друг от друга на стадиях выветривания, переноса, седиментации и диагенеза; более поздние преобразования относительно слабо влияют на общий геохимический план их распределения.

Существенно по-другому ведут себя элементы-примеси. Их дифференциация и перераспределение охватывают не только первую половину осадочного цикла, но и наиболее активно продолжаются на стадии катагенеза и метаморфизма. Большая геохимическая подвижность многих элементов-примесей в иловых и подземных водах существенно «растягивает» их миграцию во времени и позволяет им обособляться друг от друга на самых поздних стадиях преобразования осадочных пород.

В табл. 3, помимо поведения основных породо- и рудообразующих компонентов, сделана попытка осветить распределение элементов-примесей: для этой цели данные, приведенные в работах Н.М. Страхова, были модернизированы на основе материалов коллективной монографии [Геохимия..., 1966], а также более поздних работ В.Н. Холодова [1973], В.Н. Холодова с соавторами. [1968; 1976; 1989], В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [1990].

Следует подчеркнуть, что точно охарактеризовать пространственные и генетические взаимоотношения между породами (фациями, формациями) и элементами-примесями довольно сложно; дело заключается в том, что в осадочном процессе между этими образованиями намечаются три типа связей: фациальные, формационные и аформационные (табл. 5).

В рудах с *фациальным* типом связи высокие содержания элементов-примесей приурочены к строго определенным литолого-генетическим типам пород; на площади и в разрезе они контролируются главным образом одной фацией. Как показано в таблице, к ним принадлежат концентрации химических элементов в россыпях, бокситах, железных и марганцевых рудах, эвапоритах, отчасти в фосфоритах и «черных» горючих сланцах.

В рудных образованиях с *формационным* типом связи редкометальные концентрации чаще всего оказываются приурочены к двум-трем смежным фациям, но пространственно не выходят за пределы одной определенной формации. К числу таких образований относятся рудные скопления в красноцветных карбонатных формациях, где обычно накапливаются сульфиды Cu, Pb и Zn, а также рудные образования в угленосных формациях, в которых концентрируются сульфиды, оксиды, карбонаты, сульфаты и редкометальные минералы.

Наконец, *аформационные* связи предполагают полное отсутствие пространственного контроля со стороны фаций и формаций; высокие содержания элементов связа-

Таблица 5. Типы редкометальных месторождений

Фациальные	Формационные	Аформационные
Россыпи (Au, Pt, Sn, W, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, V, Y, TR и др.) Бокситы (Ti, Zr, Ga, TR, Nb, V, Sc) Железные руды (Mn, V, P, As, B, спорадически Ti, Ge, TR) Марганцевые руды (Fe, V, Tl, Co, Ni, Cu, Mo, Ra и др.) Эвапориты – карналлитовые залежи с Rb Фосфориты (TR, Sr, U, Mo, I, спорадически Cr, V, Pb, Cu, Se) «Черные» горючие сланцы (V, U, Mo, Cd, Ni, Au, Cr, Pb, Zn, Ag, Be, Sr, W и др.)	Красноцветные формации (Cu, Pb, Zn, с примесью Ag, Mo, As, Sb, Co, Ni, Bi, Tl, In, Re и др.) Угленосные формации (Ge, Zr, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, W, реже Li, Tl, Be, Sc, Ti, Ge, TR, Ag, Sn, Bi)	Урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения (U, Se, V, Re) Нефтяные залежи (V, Ni, Co, Mo, Mn, Cr, Cu, Pb, Zn, As, Sn, U, Ra, реже Sr, TR, Li, Ge, Ga, Se)

ны не с одной, а с целой группой формаций или контролируются геохимической провинцией. В эту группу входят урано-селено-ванадиево-рениевые месторождения, рудные концентрации, связанные с нефтями и рудные образования в подземных водах.

Оценивая происхождение трех выделенных групп редкометальных концентраций, следует иметь в виду, что они существенно отличаются друг от друга по механизму образования.

Месторождения с фациальной связью обычно формируются на стадии седиментации, одновременно или почти одновременно с вмещающими их породами. Очень часто в основе процесса концентрации лежат явления сорбции элементов из морских и иловых вод, а также кристаллохимическое родство элементов с определенными минеральными формами. Важным фактором концентрации является также преобразование рассеянного органического вещества, а также процессы биогенного сульфидо- и карбонатообразования.

Месторождения с формационным типом связи чаще всего имеют двойственную природу – их металлогеническая специфика предопределяется какими-либо первичными, седиментологическими особенностями самих формаций, тогда как сами руды образуются эпигенетическим путем, в результате более позднего, диагенетического или катагенетического перераспределения вещества и под действием иловых или подземных вод. Так, например, металлоносные красноцветные карбонатные формации, формирующиеся в условиях аридной седиментации, содержат обычно значительное количество металлов, связанных с незрелым терригенным материалом, заключают в себе рапу солеродных водоемов, легко отторгающуюся из соленосных фаций, и концентрируют в себе восстановительные «экраны» в виде сингенетических «черных» горючих сланцев или эпигенетических залежей сероводорода. Естественно, что все эти особенности красноцветных толщ предопределяют возможность интенсивной эпигенетической миграции и концентрации металлов и формирования рудных залежей на стадии катагенеза.

Наконец, редкометальные месторождения аформационного типа наиболее характерны для группы химических элементов, отличающихся очень высокой миграционной способностью и типичных для гидротермальных эпигенетических месторождений. Некоторые рудные образования этой группы, такие как залежи нефти или стратиформные месторождения урана-селена-ванадия-рения, связаны с элизионными или инфильтрационными гидротермальными системами, другие обязаны своим формированием поступлению более глубинных коровых или мантийных растворов из глубин. Более подробно затронутые проблемы будут рассмотрены в последующих главах книги.

В заключение следует отметить, что схема фазовой дифференциации Н.М. Страхова отличается от построений предшественников большей сложностью, однако она несомненно ближе всего отражает природные явления. Схема, приведенная в табл. 3, одновременно является программой курса «Геохимии осадочного процесса»; дальнейшее изложение является развитием затронутых здесь проблем.

Литература

Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 295 с.

Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.

Волков И.И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 85–114.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М.: Наука, 1966. 859 с.

Годлевский М.Н. Об одной закономерности в гидратогенных процессах минералообразования // Зап. Минер. об-ва. Ч. 66. № 3.1937. С. 486–487.

Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 244 с.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.

Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М. и др. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова Думка, 1979. 132 с.

Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных пород. М.-Л.: ГОНТИ, 1932. 79 с.

Крашенинников Г.Ф. Работы Л.В. Пустовалова и современная литология. В кн.: Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 8–18.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Менард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 358 с.

Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 311 с.

Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы советской геологии. 1933. № 1. С. 6–28.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. I. М.: Гостоптехиздат, 1940. 475 с.

Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. В кн.: О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 3–52.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

Сердюченко Д.П., Яницкий А.Л. Осадочные железистые породы и железные руды. В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 234–243.

Страхов Н.М. К литологической дискуссии. К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 211–245.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 275–377.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР,1960. Т.1. 212 с. Т. 2.574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102–132.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В. и др. Геохимия осадочного марганцерудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.

Теодорович Г.И. Осадочные минералого-геохимические фации. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 39–56.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.: ГОНТИ, 1958. 571 с.

Тугаринов А.И. Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 1. М.: Госхимиздат, 1934. 250 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 529 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 2. С. 3–23.

Холодов В.Н. Академик Н.М. Страхов – создатель парадигмы осадочного процесса. В кн.: Н.М. Страхов – ученый и человек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 5–26.

Холодов В.Н. Проблемы стадиального анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–136.

Холодов В.Н., Баранов Ю.Б., Бойко Т.Ф. и др. Генетические типы осадочных месторождений редких элементов и климатическая зональность. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 308–323.

Холодов В.Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976. С. 29–43.

Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. Каспийское море. В кн.: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Сапропланктогенное органическое вещество как фактор концентрации металла. В кн.: Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1990. С. 20–43.

Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1962. 295 с.

Щербина В.В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 27–38.

Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

Эл-Векил, Райли Дж. Химические и минералогические исследования глубоководных осадков. В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М.: Мир, 1965. С. 54–82.

Atkin J. On the mtmbor of dust particles in the atmosphere of certain place in Great Britain and the continent with remarks on the relation between the ..... of dust and meteorological phenomens // Trans. Roy. Soc. Edinboirgh, 1890. V. 35. № 1–19.

Clarke F.W. Dute of geochemistry // Bull. US Geol. Serv.1922. V. 770. 63 p.

Goldschmidt V.M. Geochemie. Jena: Handworterbuch der Naturwissenschaften, 1938. 430 s.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Ubiv. Press, 1954. 642 p.

Iron ore. World Commod. Outlook Jnd. Raw Matter, 1978–1979. P. 44–47.

Leith C.K., Mead W.J. Metamorphie geology. 1915. 37 p.

Smulikowsky K. Geochemia. Warszawa. 1953. 540 p.

ГЛАВА 4
ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ГУМИДНЫХ ЗОНАХ

Зональность современного осадочного процесса

Современный осадочный процесс можно представить себе как грандиозный поток осадочного материала, берущий свое начало на континентальном блоке Земли и направленный на заполнение конечных водоемов стока – озер, морей и океанов.

Общим водосбором или питающей провинцией в этом явлении служат континенты – Северная и Южная Америка, Африка, Евразия, Австралия и Антарктида с окружающими их островными архипелагами. Площадь континентального блока равна 149×10^6 км^2.

Своеобразными аккумуляторами осадочного и вулканогенно-осадочного материала являются Тихий, Индийский, Атлантический и Северный Ледовитый океаны с их краевыми морями. К области конечного водоема стока принадлежат также эпиконтинентальные моря (Средиземное, Черное, Балтийское и др.), а также разнообразные озера – Каспийское, Великие Американские и Африканские озера, Балхаш, Арал, Байкал и другие.

Общая площадь конечных водоемов стока оценивается в 360×10^6 км^2.

Нетрудно заметить, что отношение площадей суши и Мирового океана примерно равно 1:2,5; это в значительной степени определяет некомпенсированность современного осадконакопления, которая особенно возрастает к центральным частям океанических впадин.

Как было показано в предыдущей главе, все самые характерные особенности осадкообразования в значительной степени зависят от физико-географических обстановок, господствующих на континентах (гумидный, аридный, ледовый тип осадочного процесса) или от проявлений эндогенных сил (вулканогенно-осадочный тип процесса). Пространственное положение различных физико-географических зон на континентальном блоке Земли показано на рис. 4.1.

Как хорошо видно на карте современного осадконакопления, зона гумидного процесса пользуется здесь наибольшим распространением, занимая площадь около 100×10^6 км^2. Гумидным принято называть влажный климат, в котором осаждение атмосферных осадков заведомо преобладает над испарением, и в котором усиленно развивается лесная растительность. Область гумидного климата на континентах распадается на три субпараллельные полосы – тропическую, вытянутую вдоль экватора и особенно резко проявившуюся в Бразилии, Экваториальной Африке, Индии и Индонезии, северную – зону умеренного гумидного климата, охватившую Канаду, Северную Европу и Россию, и южную – зону умеренного климата, спорадически проявляющуюся на восточном склоне Анд (Южная Америка), на юге Африки и Австралии.

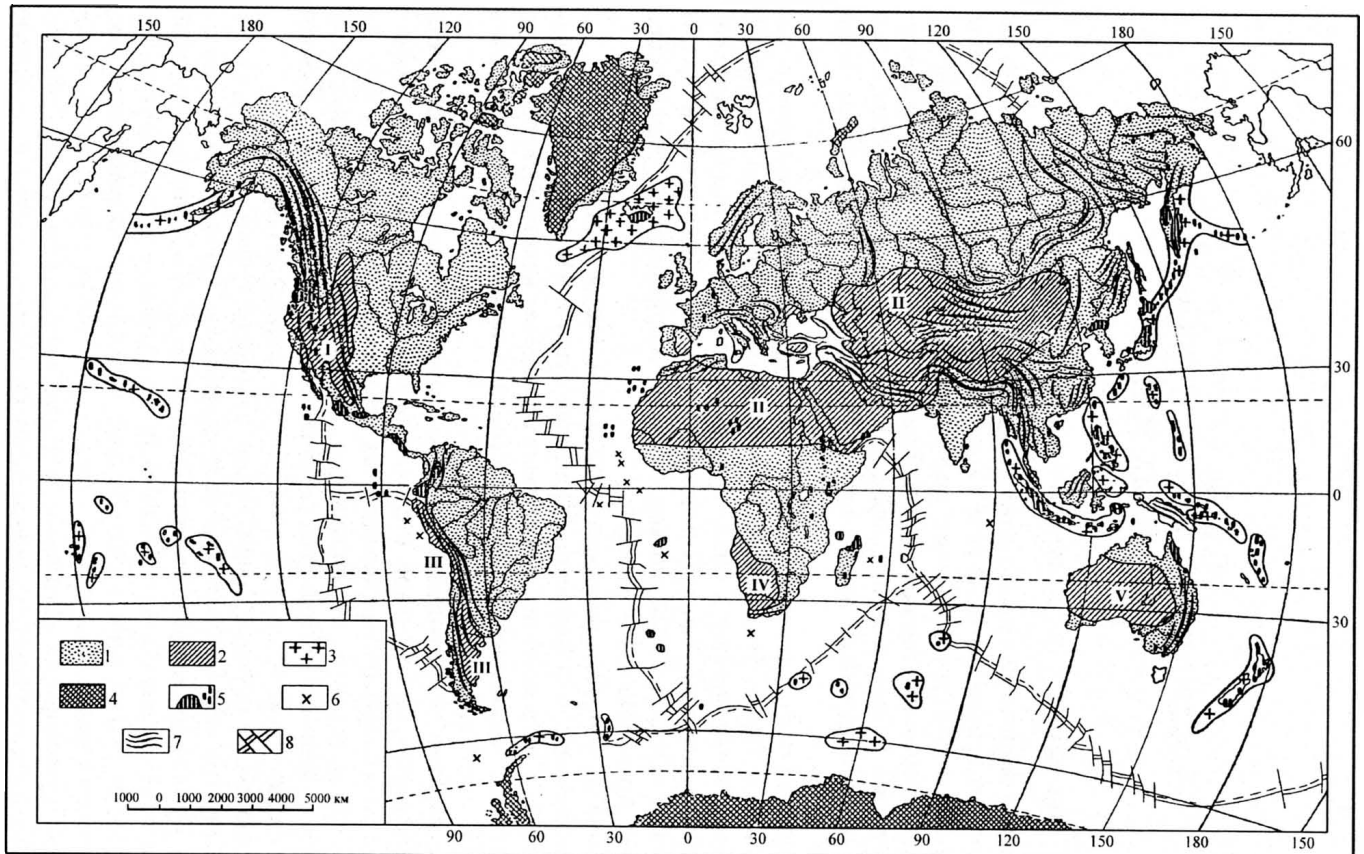


Рис. 4.1. Типы современного литогенеза [Страхов, 1960] с дополнениями автора

1 – области гумидного литогенеза; 2 – области аридного литогенеза: I – Северо-Американская; II – Африкано-Азиатская; III – Южно-Американская; IV – Южно-Африканская; V – Австралийская; 3 – области эффузивно-осадочного литогенеза; 4 – области ледового литогенеза; 5 – вулканы и вулканические области; 6 – единичные извержения; 7 – хребты; 8 – рифтовые зоны и трансформные разломы в океанах

В огромное поле гумидного климата включены пятна аридных зон, прослеживающиеся как к северу, так и к югу от экватора. Аридным обычно называют засушливый климат, в областях развития которого господствуют высокие температуры воздуха, а испарительные процессы преобладают над осаждением атмосферных осадков. Северная аридная зона представлена пустынями Калифорнии (США), Сахарой в Северной Африке, пустынями Передней и Средней Азии (Кызыл-Кумы, Кара-Кумы) и огромной пустыней Гоби, отделяющей Китай от Европы. Южная аридная зона в западной части охватывает пустыню Атакама (Южная Америка), в центральной – пустыню Калахари (Южная Африка) и, наконец, на востоке – пустыни Австралии. В целом, если соединить между собой пятна аридных областей континентов, они займут площадь, равную $30x10^6$ км^2; иначе говоря, в настоящий момент истории Земли аридные зоны занимают меньше 1/3 площади гумидных обстановок. Характерно, что аридные площади располагаются по обе стороны экватора, занимая площади между 30–40° северной и южной широты.

Широкое распространение льдов и очень низких среднегодовых температур воздуха характерно для районов Гренландии и Антарктиды: кроме того, большую часть года льды покрывают поверхность Северного Ледовитого океана. Очевидно, что ледовые зоны отчетливо тяготеют к полюсам Земли. Общая площадь суши, занятой льдами, оценивается в $9\text{-}10x10^6$ км^2; очевидно, что она минимальна и составляет 1/3 часть аридных площадей.

Распространение вулканогенно-осадочных явлений на нашей планете оценить достаточно трудно. На континентах вулканическая деятельность интенсивно проявляется в пределах Тихоокеанского кольца и в Средиземноморском поясе: в океанах – на срединных хребтах и в пределах отдельных групп островных вулканических построек. Количественно степень влияния вулканической деятельности на осадочный процесс можно условно охарактеризовать по распространению плиоцен-четвертичных лав, хотя ареал их развития значительно уступает разносу пирокластического материала, а иногда и проявлениям эксгалятивно-гидротермальной деятельности.

На континентах площадь, занятая плиоцен-четвертичными лавами, составляет $9–10x10^6$ км^2 [Ронов, 1993], а общая площадь, занятая четвертичными базальтами в океанах, по данным того же автора, соответствует$70x10^6$ км^2. Таким образом, суммарная площадь, занятая эффузивами, на Земле мало уступает области развития гумидного климата на континентах ($79–80x10^6$ км и $100x10^6$ км^2).

Итак, на континентальном блоке главные особенности осадочного процесса определяются климатической зональностью, а отчасти на суше, но главным образом в Мировом океане интенсивно проявляет себя эффузивно-осадочный процесс.

Выделенные Н.М. Страховым гумидный, аридный и ледовый типы осадочного процесса являются следствием строения Земли как планетного тела. Экваториальная область планеты получает максимальное количество солнечной энергии. Здесь происходит интенсивное испарение воды, и ее пары вместе с теплыми вертикальными потоками воздуха поднимаются вверх, охлаждаются и вновь возвращаются на Землю в виде дождей. У полюсов, наоборот, Земля охлаждается и покрывается снегом, фирном и льдом.

Между экваториальной областью и полюсами устанавливается постоянный обмен потоками воздуха; теплый воздух экваториальных областей поднимается в верхние слои атмосферы и устремляется к полюсам, тогда как холодный воздух

от полюсов, в нижних слоях атмосферы, перемещается к экватору. Благодаря вращению Земли в Северном полушарии этот круговорот отклоняется вправо, формируя в нижней части *пассаты*, а в верхней – *антипассаты*. В Южном полушарии отклонение воздушных масс от меридионального направления происходит влево и тоже образуется система пассатов и антипассатов. На широте 30–35° отклонение движений масс воздуха достигает максимальных значений и здесь сочетание динамики атмосферы и рельефа поверхности планеты создает область барических максимумов. Эти области и контролируют распределение пустынь.

Образование областей избыточного давления воздуха нарушает общую циркуляцию в атмосфере Земли; от них к северу и югу начинается отток воздушных масс. В северной зоне умеренного климата встречаются потоки холодного воздуха, двигающегося от полюса, и потоки теплого воздуха, поступающего из зон барических максимумов; в результате образуются завихрения и формируются циклоны и антициклоны.

Циклоном обычно называют круговорот воздуха, осуществляющийся против часовой стрелки. По правилу буравчика в центре такого вращения воздуха создается область пониженного давления и сюда центростремительно направляются потоки воздуха извне, нередко создавая фронт дождей.

Антициклоном именуется круговорот воздуха по часовой стрелке. В центральной его части обычно господствует область повышенных давлений, а потоки атмосферных движений воздуха здесь направлены от центра к периферии.

Северную и южную зоны умеренного гумидного климата можно рассматривать как «дорогу» циклонов и антициклонов. Перемещаясь с запада на восток, эти круговороты воздуха регулируют направление ветров и количество выпадающих дождей. Их сочетание определяет погоду на длительные сроки и в конечном счете весьма активно воздействует на процессы осадкообразования.

Характерные черты осадкообразования в современной гумидной зоне

Все сказанное выше позволяет считать, что гумидная зона Земли, обладающая наибольшей площадью и потому являющаяся важнейшей областью современного осадкообразования, в результате планетарной циркуляции воздушных масс и температурного режима распадается на три пояса – тропический, а также северный и южный умеренные.

Тропический пояс отличается тем, что годовое количество осадков в нем колеблется от 1200 до 3000 мм, а среднегодовые температуры изменяются от +20 до +25°С. Области умеренного климата характеризуются более низкими количествами осадков; их выпадение в год не превышает 150–600 мм, тогда как среднегодовые температуры здесь обычно лежат в пределах от +2,5 до +10°С. Во всех случаях количество выпадающей в осадок влаги превышает ее испарение, а это благоприятствует пышному развитию растительности.

Господство лесов в гумидных зонах накладывает отпечаток на многие стороны осадочного процесса. Прежде всего развитие лесных массивов активно препятствует эоловой деятельности; лесные заросли являются своеобразным тормозом на пути перемещения воздушных масс у поверхности Земли. Очевидно также, что лес активно накапливает влагу, стабилизирует речную сеть и благоприят-

ствует развитию озерных и болотных ландшафтов. Наконец, лесная растительность, взаимодействуя с подстилающими материнскими породами, вызывает круговорот химических элементов в лесных ландшафтах, принимает участие в формировании почв и кор выветривания и при благоприятных обстоятельствах образует скопления растительной биомассы в верховых и низовых торфяных болотах.

Фазовая дифференциация осадочного материала на водосборах гумидных зон в значительной степени происходит под контролем наземной растительности. Здесь довольно очевидно выделяются геохимические узлы, в которых процессы фазовых превращений протекают весьма активно. К ним в первую очередь принадлежат почвы, химические коры выветривания и торфяные болота. Далее гумидная фазовая дифференциация продолжается в реках и особенно концентрируется на рубеже река–море; в последнем случае в геохимических преобразованиях начинают принимать участие планктогенные растительные сообщества. Наконец, разделение материала продолжается и в конечных водоемах стока – в озерах, морях и океанах, где наряду с механическим разделением компонентов огромное значение имеют физико-химические и биогенные процессы.

Фазовая дифференциация в почвах

В результате исследований В.В. Докучаева, К.Д. Глинки, С.С. Неустроева, К.К. Гедройца, С.А. Захарова, Л.И. Прасолова, Б.Б. Полынова, А.И. Перельмана было установлено, что почвы представляют собой биологически активную структурную пористую систему, сформировавшуюся на дневной поверхности континентов планеты. Почвы – верхний горизонт литосферы, вовлеченный в биологический круговорот при участии растений, животных и микроорганизмов, область наивысшей геохимической энергии живого вещества. Особенно велика в почвах роль микроорганизмов, количество которых здесь достигает миллионов и миллиардов особей на 1 грамм вещества.

Геохимическая сущность почвообразования заключается в разложении органического вещества микроорганизмами; при этом выделяются CO_2 и органические кислоты, а почвенные воды обогащаются большим количеством растворенных компонентов, жизненно необходимых растениям. Среди них особенно энергично накапливаются P, S, Cl, Br, I, сильно – Ca, Mg, Na, K, Sr, Zn, B, Se, Ni, Co и др.

В кронах деревьев, в кустарниках и траве из неорганических соединений окружающей среды в результате фотосинтеза происходит непрерывный рост биомассы согласно главной реакции:

$$CO_2+H_2O+\text{солнечная энергия} \xrightarrow{\text{хлорофилл}} [CH_2O]+O_2$$

Из углекислоты воздуха и воды под влиянием хлорофилла, который служит катализатором солнечной энергии, зеленые растения синтезируют углеводы и другие органические соединения, условно изображенные как CH_2O. При этом, кроме углерода и водорода, растения получают из почвы и воды кальций, магний и другие элементы, принимающие участие в фотосинтезе.

Следует подчеркнуть, что в процессе фотосинтеза непрерывно поглощается CO_2 воздуха и генерируется кислород: количество продуцируемого кислорода,

по А.И. Перельману [1979] и О.П. Добродееву достигает величины $3{,}2 \times 10^{11}$ т ежегодно. Это означает, что растения могут создать современную кислородную атмосферу ($1{,}18 \cdot 10^{15}$) за 3700 лет.

Ежегодно осенью огромное количество органического вещества растений вместе с опадом возвращается в почву и служит исходным материалом для жизнедеятельности бактерий и микробов. Таким образом, на Земле непрерывно реализуется тот круговорот вещества, который В.Н. Сукачев положил в основу процессов почвообразования и назвал «перекачиванием» химических элементов из почв в растения и обратно. Кроме химических элементов, поступающих в почву биогенным путем, некоторое количество питательных компонентов привносится в почвы вместе с атмосферными осадками из воздуха.

Следует отметить, что тип почв и сам геохимический результат почвообразования во многом зависит от влажности климата и количества выпадающих годовых осадков. На рис. 4.2 приведена зональность типов почвообразования умеренного пояса. Хорошо видно, что на севере Русской платформы избыток влаги и бурное развитие растительности приводят к распространению подзолов и серых лесных почв. Разлагающаяся растительная масса здесь рождает избыток CO_2 и органических кислот, возникает резко кислая реакция почвенных вод, и активно выносятся за пределы почвенных горизонтов полуторные окислы алюминия и железа. В самих почвах концентрируется SiO_2 – подзол. Воды заметно обогащаются гумусовыми кислотами и нередко окрашиваются в бурый цвет. В этих обстановках многие химические элементы восстанавливаются до низших форм валентности и переходят в раствор. Широкое распространение получают металлоорганические соединения.

Южнее, где влаги значительно меньше, но растительность еще богата, продукты ее жизнедеятельности накапливаются в почве, окрашивая ее в черный цвет; формируются черноземы. В области развития черноземных почв микробиологическое разложение органики несколько притормаживается, реакция в почвенных водах становится менее кислой, а железо и алюминий перестают образовывать миграционноспособные формы. За пределы почвенных горизонтов выносятся только карбонаты кальция и магния.

Еще южнее климат становится все суше, растительность беднеет, а растительные кислоты в почвах перестают образовываться в достаточных количествах. Реакция почвенных вод становится щелочной, а за пределы почвенных горизонтов карбонаты уже не выносятся. Более того, в области развития каштановых и бурых почв нередко образуются карбонатные и фосфатные конкреции. При этом активно растворяются SiO_2 и $CaSO_4$. Еще далее к югу, в полупустынных и пустынных районах растительность почти отсутствует, а из выпаривающихся грунтовых вод начинают выпадать в осадок карбонаты, сульфаты и хлориды щелочных и щелочноземельных элементов. Необходимо отметить, что по мере движения с севера на юг и уменьшения количества годовых осадков в почвах заметно возрастает объем компонентов, поступающих в них эоловым путем.

Очевидно, что почвы представляют собой довольно сложную биохимическую систему, в которой аккумуляция противостоит процессам выщелачивания. Соотношение этих двух процессов в почвах различных физико-химических зон показано на рис. 4.3. На графике отчетливо видно, что процессы биогенной аккумуляции в лесных ландшафтах гумидных зон подавлены интенсивным выщелачива-

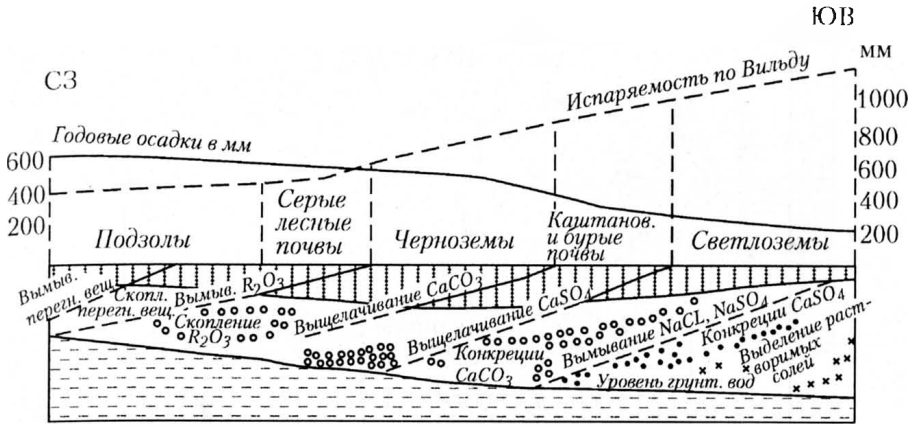


Рис. 4.2. Схематический профиль типов почвообразования умеренного пояса Русской платформы [Захаров, 1931]

нием компонентов. Иначе говоря, почвы гумидных зон являются мощным поставщиком растворенных химических элементов в зону гипергенеза.

Характерно, что в лесных районах влажного климата происходит интенсивное перераспределение химических элементов и формируется резко выраженная вертикальная зональность. Вместе с растительным опадом в верхней части почвенного профиля образуется гумусовый горизонт A_1; обычно здесь вместе с гумусом концентрируются Be, Co, Ni, Zn, Ge, As, Cd, Pb, Ti, Ag, Au и др. Впервые обогащение гумусового горизонта элементами-примесями было открыто В.М. Гольдшмидтом в 30-х годах [Гольдшмидт, 1938]; оно отражает биогенную концентрацию элементов растениями.

Некоторые элементы, особенно обладающие максимальным коэффициентом биологического поглощения – P, S, Cl, Br, I, Ca, Mg, Na, K и др., концентрируются в верхних горизонтах почв в больших количествах. Так, расчеты И.С. Каплан-Дикс и В.Л. Алексеева [1988] показывают, что содержание фосфора в почвах колеблется от 0,005 до 0,1%, в среднем составляя 0,05 или 0,11% P_2O_5. Это означает, что общая масса фосфора в почвах планеты составляет $1x10^{11}$ т или в пересчете на P_2O_5 – $2,29x10^{11}$ т. Очевидно, что эта масса равна всему фосфору, растворенному в водах Мирового океана.

В подзолистых почвах под гумусовым горизонтом располагается горизонт A_2, из которого вымыты подвижные соединения. Он относительно обогащен кремнеземом и другими менее подвижными в кислой среде химическими элементами. Для лесных почв весьма характерен также иллювиальный горизонт B, в котором осаждаются коллоидные соединения, вымытые из горизонта A_2. Минеральные и органические коллоиды этой зоны нередко сорбируют Cu, Ni, Zn, Pb и другие металлы, которые обогащают иллювий.

Нетрудно понять, что почвы гумидной зоны являются ареной интенсивного перераспределения, концентрации и фазовой дифференциации химических элементов. Почвы не только являются источником растворов выщелачивающихся компонентов, но образуют новые формы их гипергенной концентрации, которые

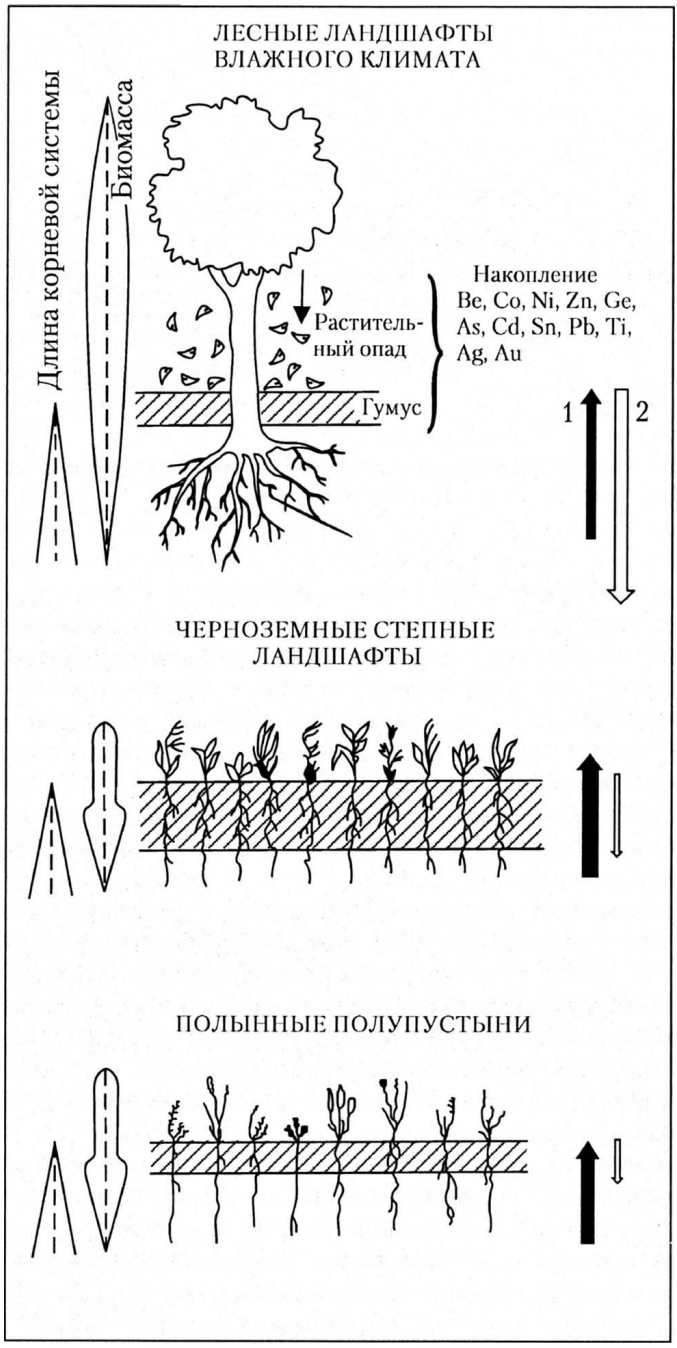


Рис. 4.3. Схема взаимопротивоположных процессов – биогенной аккумуляции (1) и выщелачивания (2), которые определяют строение профиля элювиальных почв
Ширина стрелок характеризует относительную интенсивность процессов, длина – сравнительную глубину проникновения процессов [Перельман, 1979]

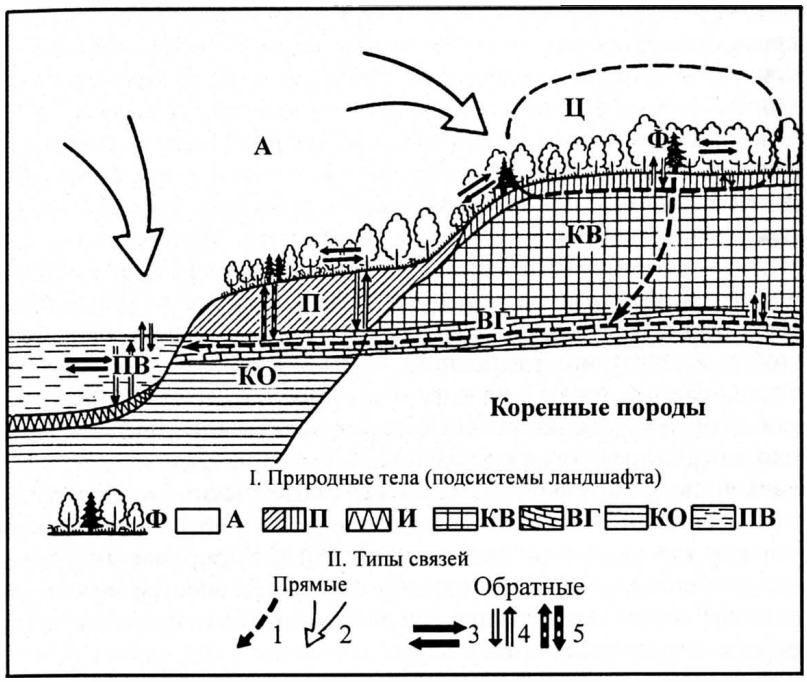


Рис. 4.4. Схема типов связей в лесном ландшафте [Перельман, 1979]
Природные тела: П – почвы, КВ – кора выветривания, И – ил, ВГ – водоносный горизонт, КО – континентальные отложения, ПВ – поверхностные воды, А – приземная атмосфера, Ф – наземный биоценоз, Ц – структурный центр ландшафта. Типы связей: 1,2 – прямые: 1 – водные, 2 – воздушные; 3–5 – обратные: 3 – биотические; 4 – биокосные; 5 – водные и воздушные

позднее, при эрозии почв, мобилизуются на водосборах. Возвращаясь к рис. 4.3 нельзя не отметить, что в отличие от гумидных зон в почвах степных ландшафтов и в полынных пустынях биогенная аккумуляция химических элементов резко преобладает над выносом.

В целом почвы представляют собой автономные системы; в своем распространении они могут быть тесно связаны с элювием химических кор выветривания, но могут слагать совершенно самостоятельные тела, залегающие на слабо измененных коренных породах или даже на вновь образованных континентальных наносах. Их соотношение с корами выветривания и материнскими породами показаны на рис. 4.4, заимствованном из работы А.И. Перельмана [1979].

Очевидно, что почвы можно рассматривать или как заключительную стадию континентальной эрозии или как раннюю стадию континентального осадкообразования. Во всех случаях они отражают развитие наземной растительности и концентрации микроорганизмов, т.е. являются типичными *биокосными* телами биосферы [Перельман, 1975].

Фазовая дифференциация в корах выветривания

Общеизвестно, что существует два типа выветривания: физическое и химическое. Физическое заключается в механическом раздроблении массивных мате-

ринских пород и превращении их в ряд осадочных кластических образований – гравий, песок, алеврит, глину и т.п. Главными факторами физического выветривания являются колебания температуры, замерзание воды в порах и трещинах, гравитационные явления (обвалы и оползни).

Химическое выветривание представляет собой результат химико-минералогических преобразований кристаллических пород под действием атмосферных вод. В гумидных зонах именно химическое разложение исходного материнского субстрата является главным процессом мобилизации вещества. Формирование значительной массы элювия при выветривании материнских кристаллических пород в гумидных зонах почти всегда обусловлено просачиванием атмосферных вод. В условии влажного климата и пышного развития растительности вода становится мощным фактором химического разложения. Проникая сверху вниз по трещинам и наиболее проницаемым участкам и имея возможность многократно повторить этот путь, она постепенно преобразует минеральную массу магматических, метаморфических и даже осадочных пород в элювий коры выветривания.

Интенсивность химического разложения материнских пород определяется степенью диссоциации воды, а также растворением в ней значительного количества кислорода, углекислоты и органических кислот. Как известно, вода диссоциирует по схеме: $H_2O \leftrightarrow H+OH^-$; при этом образуется некоторое количество водорода, который является очень сильным восстановителем и активно воздействует на минералы окружающей среды.

С другой стороны, дождевые воды растворяют в себе огромное количество кислорода, который активно окисляет многие поливалентные элементы в материнских породах; осуществляет переход сульфидов в сульфаты, карбонатов в гидроксиды и т.п. способствует химическому разложению всей массы материнских пород.

При окислении органического вещества в гипергенных водах образуются большие массы CO_2; его присутствие в воде делают ее весьма активной при разрушении силикатов и алюмосиликатов магматических и метаморфических пород. Так, например, под действием углекислоты, растворенной в воде, легко осуществляются преобразования ортоклаза:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2} + 2H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O} + K_2CO_3 + SiO_2$$

Иначе говоря, при выветривании калиевого полевого шпата – ортоклаза – переходит в раствор и вымывается проточной водой весь калий и половина кремнезема.

Любопытно, что образование каолинита иногда идет более сложным путем – сначала образуются гидрослюды, которые затем только переходят в каолинит.

При выветривании плагиоклазов образуется каолинит, а кремнезем фиксируется в его составе:

$$\underset{\text{анортит}}{CaO \cdot Al_2O_3} + 2SiO_2 + 2CO_2 \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O} + Ca(HCO_3)_2$$

Как бы то ни было, но в коре выветривания происходит очень важное фазовое разделение материала; в виде твердого элювия накапливаются продукты химического разложения силикатов и алюмосиликатов, а в виде растворов концентриру-

ются щелочные и щелочноземельные элементы. Растворы приобретают щелочной характер и в свою очередь влияют на весь ход химических преобразований. В них легко растворяется SiO_2, Na, K, Ca, Mg, отчасти Mn и концентрируются Fe_2O_3, Al_2O_3 и TiO_2 (бокситы, железные руды).

Таким образом, на первой, *щелочной* стадии выветривания элювий обогащается полуторными окислами и окрашивается в ярко-красные или бурые тона.

Органические кислоты, также растворяющиеся в дождевых и почвенных водах под действием наземной растительности и бактериальной флоры почв, вначале просто нейтрализуют часть растворов кор выветривания, а затем, при дальнейшем накоплении органики в водах, придают им кислый характер, снижают pH растворов до величин <5–7. Система вступает во вторую, *кислую* стадию выветривания, при которой начинается миграция и перераспределение Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO_2, отчасти оксидов титана.

Особенности строения кор выветривания, возникающие в разных обстановках в гумидных зонах северного полушария, показаны на рис. 4.5, где условно исключено влияние рельефа и подчеркнуты основные черты строения элювия как в тропической, так и в таежной зоне подзолистых почв.

При рассмотрении рисунка обращает на себя внимание, что в тропиках, при огромном скачке среднегодового количества осадков и высоких температурах, пышное развитие наземной растительности создает необычайно полный профиль коры выветривания. Здесь непосредственно на материнских магматических породах залегает зона слабо измененной дресвы, над ней располагаются иллит-смектит-бейделлитовая зона и зона каолинита, а еще выше разрез венчает зона развития охр и панцири железных руд и бокситов.

При существенном уменьшении годовых осадков и биомассы растительности в умеренной зоне заметно сокращается и беднеет зональность элювия; в ней полностью отсутствует зона охр, железных руд и бокситов, а маломощная кора выветривания слагается дресвой, иллит-смектит-бейделлитовой зоной и зоной каолинита.

Итак, из приведенного графика становится очевидным, что при исключении влияния рельефа количество выпадающих атмосферных осадков и высокие температуры воздуха являются главными факторами, обеспечивающими формирование кор выветривания. В природных средах, однако, в дело вмешивается рельеф, который накладывает свой отпечаток на общую картину химического разложения пород. Действительно, на рис. 4.6 приводится общая современная картина химического разложения пород континентов. Ее анализ позволяет утверждать, что в горных районах, в области современных процессов горообразования интенсивность химической денудации, а, следовательно, и развития процессов корообразования резко сокращается. Действительно, в области Кордильер и Анд, в пределах Гималаев, Тибета, Тянь-Шаня, в горах Кавказа и Альп, а также в горных хребтах северо-востока России процессы химического разложения замирают, а местами полностью сменяются явлениями механической денудации. Значение рельефа, отрицательно влияющего на образование кор выветривания, становится очевидным.

Подводя итоги, можно сказать, что образование кор выветривания определяется двумя факторами – климатом и тектоникой. В свете сказанного можно придти к выводу, что древнее корообразование должно интенсивно проявлять себя в периоды тектонического покоя, в эпохи ослабления тектонических движений. И действительно, как это было показано в работах Б.Б. Полынова [1934], И.И. Гинзбурга

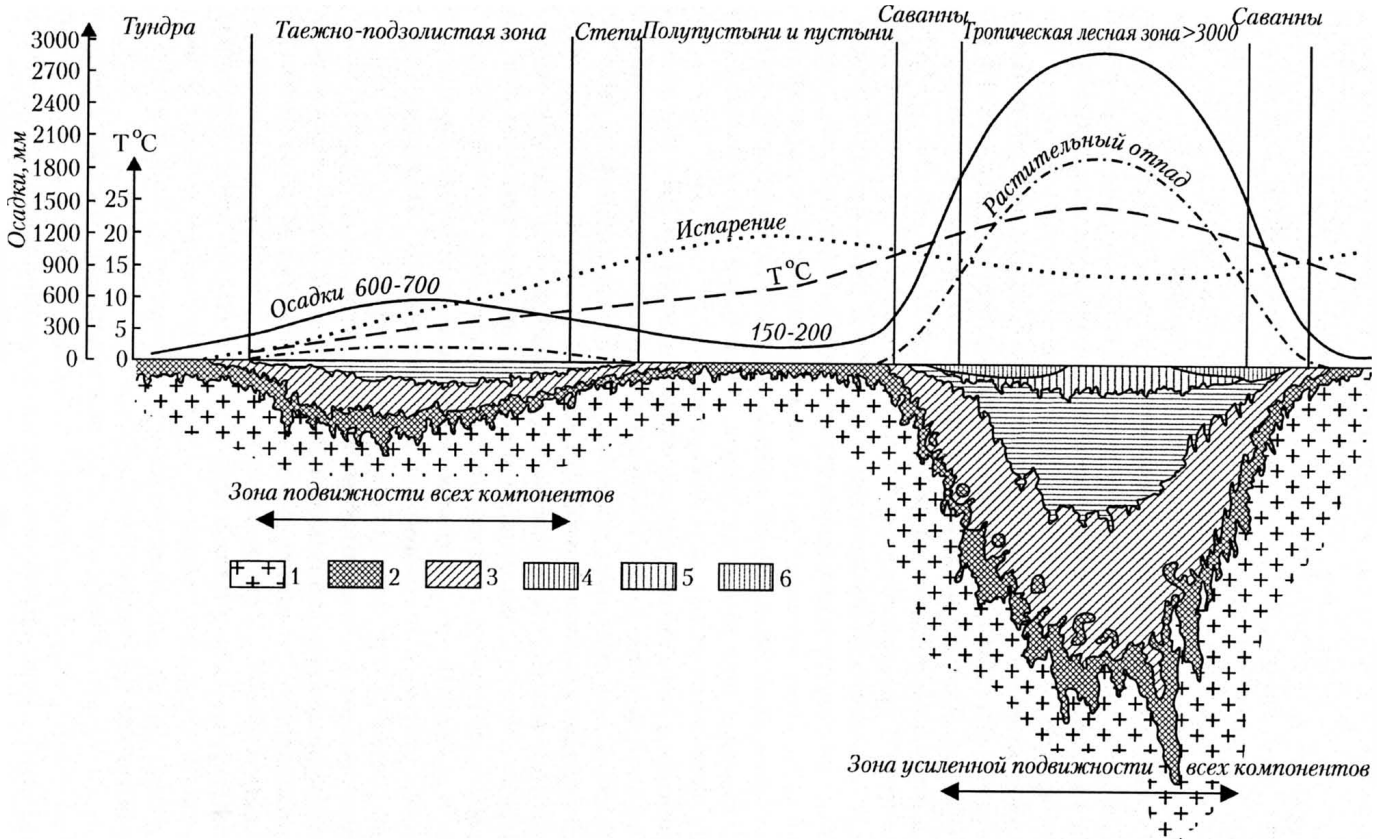


Рис. 4.5. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически неактивных [Страхов, 1960]

1 – свежая порода; 2 – зона дресвы; 3 – гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 – каолинитовая зона; 5 – охры, Al_2O_3; 6 – панцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

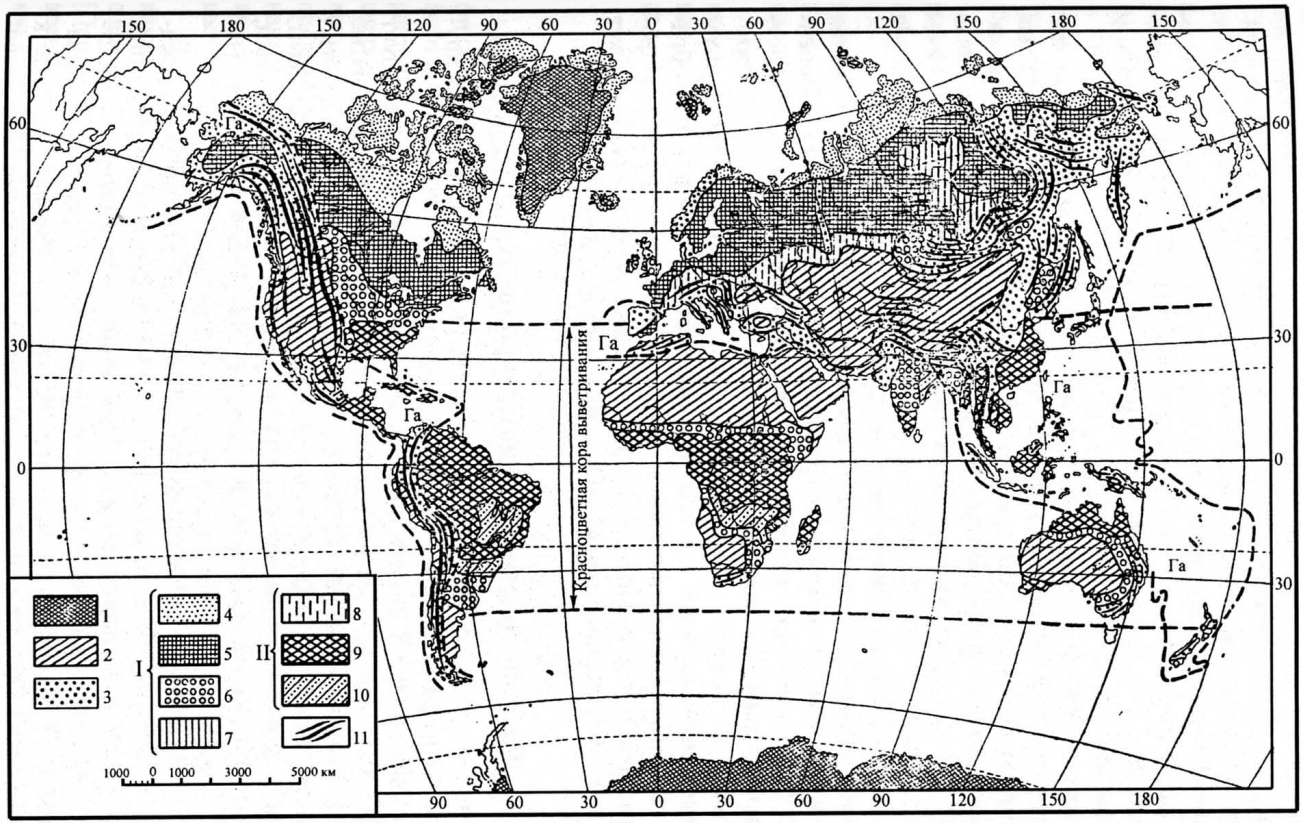


Рис. 4.6. Типы выветривания [Страхов, 1960]

1 – область ледового седиментогенеза; 2 – область аридного седиментогенеза; 3 – выветривание тектонически активных территорий без образования коры выветривания; 4 – северная периферия: химическое выветривание резко ослаблено низкой температурой; 5 – нормально развитое выветривание; 6 – южная периферия: химическое выветривание ослаблено малым количеством осадков; 7 – приподнятые территории: химическое выветривание ослаблено действием рельефа; 8 – ослабленное проявление химического выветривания из-за малого количества осадков; 9 – интенсивно-развитое химическое выветривание; 10 – периферия зоны интенсивного химического выветривания; 11 – горные хребты

I – область умеренного влажного климата; II – область тропического влажного климата. Га – тектонически активные территории

[1947; 1957] и особенно В.П. Казаринова и др. [1969] в истории Земли выделяются определенные эпохи стабилизации тектонических движений, когда в разрезах на больших площадях получает распространение элювий кор выветривания. По В.П. Казаринову [1958], в пределах Западной Сибири и ее обрамления довольно отчетливо прослеживаются триасовая, нижнемеловая, верхнемеловая, нижнепалеогеновая и плиоценовая эпохи корообразования, с которыми связаны разнообразные полезные ископаемые. Изучение механизма образования древних кор выветривания показывает, что они формируются со сказочной быстротой, геологически мгновенно. Так, В.П. Петров [1948] рассчитал, что кора мощностью в 100 м может легко сформироваться за 1 млн лет.

С другой стороны, сильно разрыхленный элювий, возникающий в результате химической денудации, представляет собой довольно благодатный объект для механического размыва. Легко и быстро возникающий элювий коры выветривания столь же легко размывается и иногда полностью исчезает из разрезов. Такая эфемерность кор химического выветривания приводит к неполноте геологической летописи; хорошо известно, что в наиболее древних пластах фанерозоя элювий коры выветривания сохраняется крайне редко.

В заключение раздела необходимо подчеркнуть, что фазовая дифференциация в коре выветривания обычно не ограничивается простым разделением компонентов на твердую фазу и растворы; в составе элювия относительно концентрируются устойчивые минералы, такие как циркон, шпинель, турмалин, топаз, хромшпинелиды, минералы Ti (рутил, лейкоксен, ильменит), монацит, дистен, титаномагнетит, самородные металлы (золото, платина, серебро и др.). Таким образом, элювий становится концентратором и источником многих ценных в промышленном отношении компонентов и при последующем переотложении может дать начало целой гамме разнообразных россыпных месторождений.

Фазовая дифференциация в болотах

Еще интенсивнее процессы перехода одних фаз осадочного материала в другие, с последующим их разделением осуществляются в болотах.

Болота занимают около 1,2% площади гумидных зон, что соответствует 1200 тыс. км^2 [Никонов, 1956]; в древние геологические периоды площади, занятые болотами, иногда были во много раз больше. Современные болотные системы изучались В.В. Докучаевым, И.И. Жилинским, В.И. Вернадским, В.Н. Сукачевым, Н.А. Тутковским, Д.А. Герасимовым, Г.И. Панфильевым, С.Н. Тюремновым, Н.М. Страховым, Г.И. Бушинским, К.И. Лукашевым, В.А. Ковалевым, М.Н. Никоновым, П.П. Тимофеевым, Л.И. Боголюбовой, В.Г. Матухиной.

Еще в работах В.Н. Сукачева [1964] по способу питания водами было предложено различать верховые болота, возникающие под действием атмосферных вод, и низовые болота – результат совместной деятельности подземных вод и атмосферных осадков. И те, и другие болота формируют залежи торфяников, однако в первой группе особенности накопления растительной биомассы ближе к почвообразованию, тогда как во второй оно протекает по типу сочетания почвообразования с субаквальными явлениями в водоеме.

Характерными особенностями верховых болот является преимущественное их питание за счет атмосферных мигрантов, попадающих на землю с дождевыми

осадками, а также преобладание в составе растительной биомассы сфагновых мхов. Последние растут чрезвычайно медленно (1–4 см в год) и разлагаются без участия микроорганизмов. По данным В.Е. Раковского [1953], подавление микробиологической деятельности в торфяниках происходит вследствие антисептических свойств сфагнума. Кроме того, воды сфагновых болот отличаются очень кислой реакцией (pH=3,2–4,5), и это замедляет разложение растительных остатков. Сфагновый торф, по А.И. Перельману [1955], представляет собой массу слабо измененных растительных остатков, представленных полуразложившимися растительными волокнами. Для болотных ландшафтов этого типа характерен дефицит азота, фосфора, кальция и других химических элементов, что рождает карликовые формы растительности. В то же время реки, берущие начало в области верховых болот, содержат много растворенного гумуса, что весьма благоприятно для миграции железа, марганца и ряда других химических элементов.

В отличие от верховых торфяников, залегающих преимущественно на водораздельных площадях лесных массивов, низовые торфяные болота чаще всего расположены в долинах или староречьях больших и малых рек, а некоторые из них – в низинах морских побережий. Низинные болота отличаются большим разнообразием растительности. Здесь в образовании торфяников принимают участие мхи, травы, кустарник и древесные фрагменты. Их количественное соотношение обычно варьирует в зависимости от увлажнения.

Превращение захороненной в болотах растительности в торф происходит при затрудненном доступе кислорода; поэтому здесь реализуется замедленная реакция горения, весьма типичная для всех каустобиолитов и сопровождающаяся выделением тепла:

$$\underset{\text{растительность}}{C_6H_{12}} + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + H_2O + \text{тепло, ккал}$$

Оторфование в низовых болотах представляет собой сочетание тления, гумификации и битуминизации; эти превращения совершаются при участии термофильных бактерий, причем гумификация обычно проявляется в остатках высших растений, а битуминизация происходит преимущественно в низших растениях – сапропелях. Процесс гумификации по-существу представляет собой преобразование растительных остатков в гумусовые кислоты, тогда как битуминизация – превращение в битумоиды. В результате этих преобразований в болотных водах накапливается большое количество органических восстановителей; они переводят многие поливалентные элементы в низшие формы валентности, что и вызывает их растворение в водах.

Для болотных систем характерен своеобразный газовый состав; здесь активно накапливаются CH_4 (метан), CO_2 (углекислота), N (азот). Избыток CO_2 в сочетании с восстановительной средой рождает в торфяных залежах типичную глеевую среду [Перельман, 1973]; она активно влияет на силикаты и алюмосиликаты пород, превращая их в каолинит. Выше, при рассмотрении формирования кор выветривания мы уже рассматривали явление каолинизации силикатов. В тех частях низовых торфяников, где проявляется влияние морских вод или там, где разгружаются сульфатные подземные воды, иногда реализуется деятельность сульфатредуцирующих анаэробных бактерий и возникают скопления H_2S и сульфидов железа.

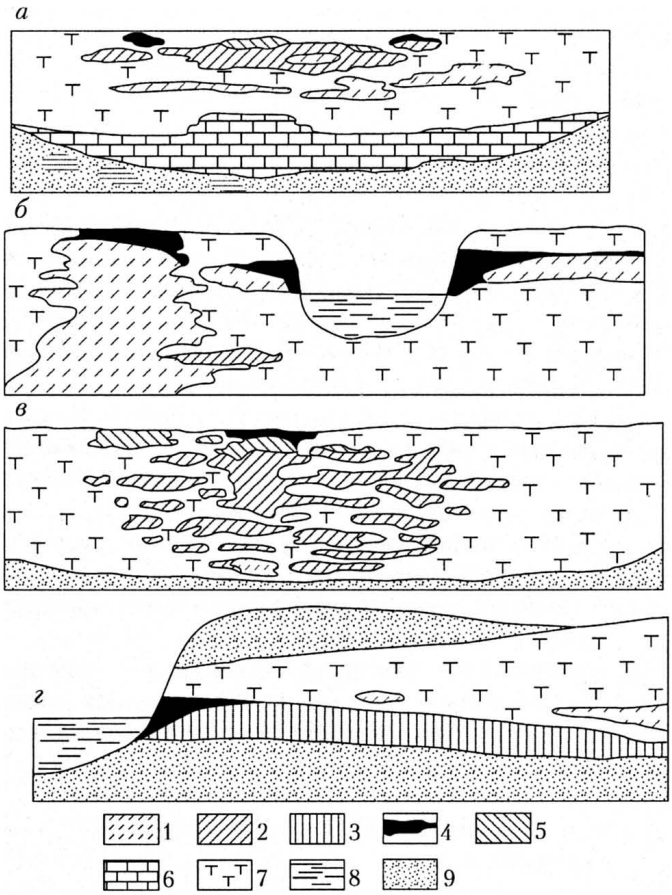


Рис. 4.7. Положение различной по составу минерализации в торфяниках Белоруссии [Бушинский, 1946]

а – линзовидное залегание болотной извести и вивианита в торфе по р. Друть; *б* – болотный сидерит в виде штока и линзы в торфе, болото Лава; *в* – сплошная линза вивианита с сидеритом и пицитом в торфе, р. Вабичь; *г* – линза зеленой глины (шамозита?), залегающая на минеральном дне болота и перекрытая торфом, болото Сметанка

1 – сидерит; 2 – вивианит; 3 – шамозит; 4 – бурый железняк; 5 – пицит; 6 – болотная известь; 7 – торф; 8 глина; 9 – песок

В целом низовые торфяные болота представляют собой мощную гидрохимическую систему, в которой за счет твердых фаз растительных остатков формируются болотные воды, содержащие большие количества растворенного железа (до 250 мг/л) [Кауричев, 1957], фосфора (до 570 мг/л и более) [Ковалев, 1985], кремнезема (до 4–6 мг/л) [Ковалев, 1985] и других элементов-примесей. В низовые болота привносится большое количество терригенных компонентов, которые разлагаясь повышают концентрацию компонентов в растворах, а в самих болотных отложениях рождают значительное количество каолинита [Ковалев, 1985]. При окислении или подщелачивании растворов внутри болот или на их периферии образуются залежи гидроксидных руд железа, сидеритов и вивианитов. Особенности их строения приводятся на рис. 4.7.

Мобилизация осадочного материала на водосборах

Водосбором принято называть ту часть поверхности континента, которая дренируется данной рекой. В сущности, всю площадь суши можно разделить на огромное число водосборов, отделенных друг от друга водоразделами. В составе водосборов гумидной зоны могут быть различимы осадочные, магматические или метаморфические коренные породы, коры их выветривания, почвы и заболоченные участки. Все они более или менее интенсивно дренируются и, следовательно, поставляют в речную систему гумидной зоны значительное количество продуктов механического и химического выветривания. Количественно оценить денудационную работу каждой реки можно в том случае, если рассчитать для нее модуль твердого стока и модуль химической денудации.

Модулем твердого стока принято называть общее количество твердых механических продуктов выветривания, вымываемых рекой за 1 год и отнесенных к площади водосбора. Эта величина в сущности отражает интенсивность механической денудации, которая осуществляется в бассейне каждой реки. По данным Г.В. Лопатина [1949; 1952], рассчитавшего модуль твердого стока 60 рек мира, она колеблется в широких пределах. Так, в бассейне р. Енисея она оценивается в 4 т/км^2, р. Оби – 6 т/км^2, р. Колымы – 7 т/км^2, р. Яны – 10 т/км^2, р. Риони – 100 т/км^2, р. Терека – 600 т/км^2, р. Ирравади – 850 т/км^2, р. Евфрата – 1000 т/км^2, р. Ганга с Брахмапутрой – 1040 т/км^2, р. Меконга – 1200 т/км^2, р. Самура – 1700 т/км^2, р. Сулака – 2000 т/км^2. Очевидно, что максимальная интенсивность механической денудации превосходит минимальную в 500 раз.

Географическое распределение механической денудации на площади континентов показано на рис. 4.8. Обращает на себя внимание, что интенсивность денудации тесно связана с климатом (расположение годовых изотерм) и рельефом (расположение горных систем). Следует подчеркнуть, что области максимальной механической денудации располагаются в юго-восточных штатах США и в юго-восточной части Евразии (Бирма, Таиланд, Лаос, Кампучия, Вьетнам, Китай), тогда как районы минимального механического сноса совпадают с равнинами Канады и России.

Модулем химического выветривания принято называть общее количество растворенных в воде компонентов, вымываемых рекой за 1 год и отнесенных к площади водосбора этой реки. Тот же Г.В. Лопатин [1949; 1952], рассчитавший модули химического выветривания, показал, что в общих чертах они изменяются сходным образом с модулями механического смыва. Действительно, в р. Колыме он равен 5,5 т/км^2, р. Яне – 3,9 т/км^2, р. Риони – 209 т/км^2, р. Тереке – 125 т/км^2, р. юго-восточной Азии – 93-100 т/км^2, р. Самуре – 270 т/км^2, р. Сулаке – 290 т/км^2.

Очевидно, что интенсивность механической и химической денудации коррелятивно связаны между собой; в общих чертах усиление механической эрозии сопровождается усилением химического выветривания. Однако более детальный анализ (рис. 4.9) показывает некоторые нюансы в соотношении механических и химических процессов. Оказывается в горных реках и реках, начинающихся с возвышенностей, механический смыв осадочного материала всегда несколько преобладает над химическим разложением. В равнинных реках, наоборот, химическая мобилизация вещества превалирует, выходит на первый план, и таким образом рельеф континентов и в этом случае оказывает влияние на характер выветривания водосборов.

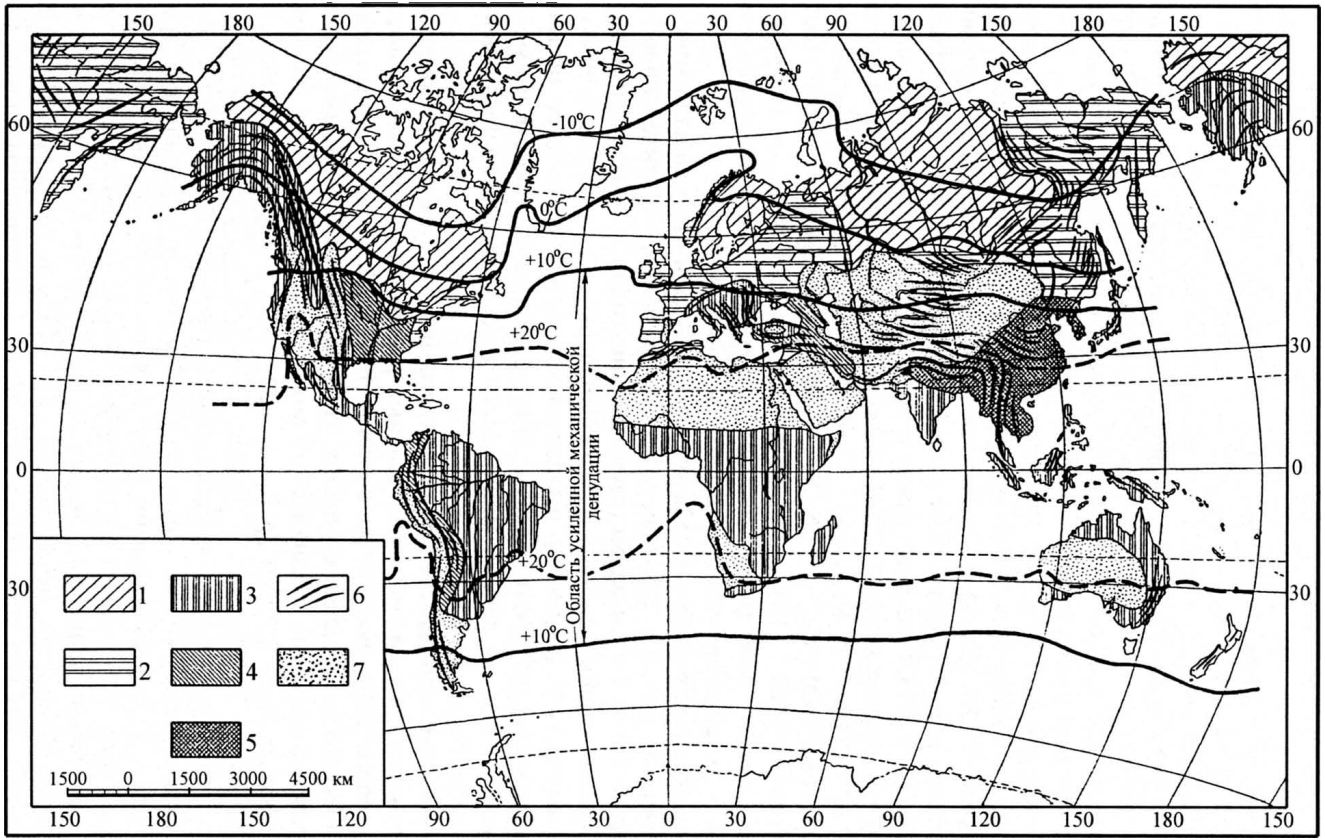


Рис. 4.8. Схема механической денудации современных континентов [Страхов, 1960]
1–5 – смыв в тоннах с 1 км^2: 1 – < 10, 2 – 10–50, 3 – 50–100, 4 – 100–240, 5 – > 240; 6 – горные хребты; 7 – аридные области

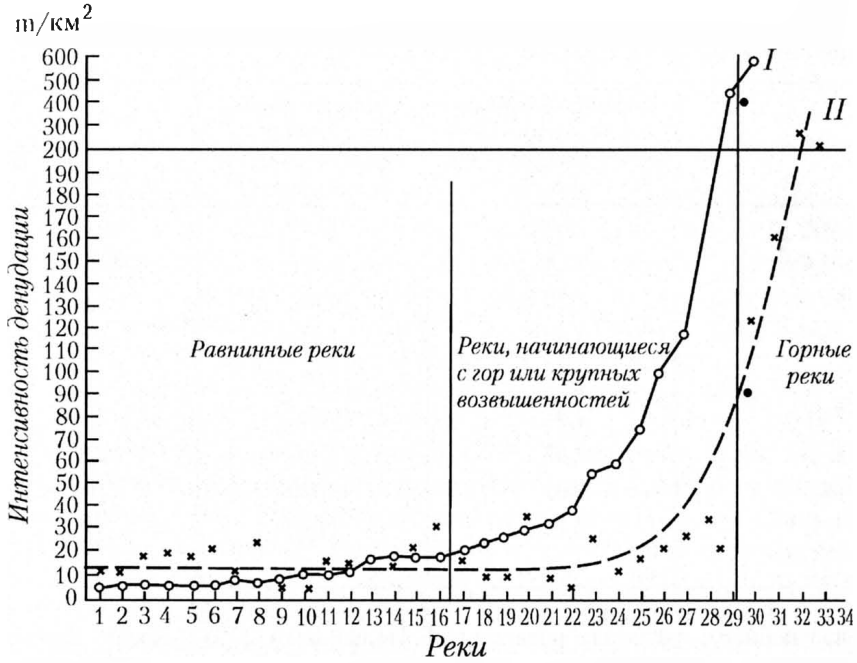


Рис. 4.9. Соотношение механической (I) и химической (II) денудации: общая схема [Страхов, 1954]

Реки: 1 – Нева; 2 – Енисей; 3 – Луга; 4 – Нарва; 5 – Днепр; 6 – Онега; 7 – Обь; 8 – Зап. Двина; 9 – Колыма; 10 – Яна; 11 – Мезень; 12 – Юж. Буг; 13 – Сев. Двина; 14 – Урал; 15 – Дон; 16 – Волга; 17 – Печора; 18 – Индигирка; 19 – Амур; 20 – Днестр; 21 – Кума; 22 – Калаус; 23 – Сыр-Дарья; 24 – Амазонка; 25 – Ла-Плата; 26 – Юкон; 27 – Миссисипи; 28 – Кубань; 29 – Кура; 30 – Аму-Дарья; 31 – Терек; 32 – Риони; 33 – Самур; 34 – Сулак. Черными кружками обозначены реки юго-востока Азии: Нил, Ганг, Брахмапутра, Ирравади, Меконг, Янцзы-Цзян и другие

Химические процессы на водосборах рек осуществляются весьма неравномерно; одни химические элементы оказываются чрезвычайно подвижны и легко мигрируют в составе растворов речных вод, тогда как другие, обычно связанные с устойчивыми минералами, остаются на месте и проявляют слабую миграционную способность. В работах Б.Б. Полынова [1934] была сделана попытка количественно учесть миграционную подвижность различных химических элементов при выветривании дренируемых площадей. При этом автор сравнивал между собой средний состав материнских кристаллических пород, рассчитанных на площади водосбора, и средний химический состав речных вод; они приведены в таблице 6.

Для расчетов использовался метод выбора элемента-свидетеля. Таким свидетелем в соотношениях между выветривающимися породами и речными водами может служить наивысший мигрант – хлор.

Далее Б.Б. Полынов рассуждал следующим образом. Если хлор переходит в речной раствор, и таким же образом будет себя вести SO_4^{-2}, то в речной воде сульфатов должно быть в 3 раза больше (0,15:0,05=3); иначе говоря их количество должно составлять 20,25%. В действительности же их содержание составляет 11,6%, т.е. только 57% от предполагаемой массы. Эта величина (57%) и позволит оценить миграционную способность сульфатного иона.

Таблица 6. Относительная подвижность химических элементов при мобилизации осадочного материала реками (по Б.Б. Полынову)

Компоненты	Средний химический состав материнских кристаллических пород, %	Средний химический состав минеральных остатков речных вод, %	Относительная подвижность химических элементов, %
SiO_2	59,09	12,80	0,20
Al_2O_3	15,35	0,90	0,02
Fe_2O_3	7,29	0,40	0,04
Ca^{+2}	3,00	14,30	3,00
Mg^{+2}	2,11	4,90	1,30
Na^{+}	2,97	9,50	2,40
K^{+}	2,57	4,40	1,25
Cl^{-}	0,05	6,75	100,00
SO_4^{-2}	0,15	11,60	57,00
CO_3^{-2}	–	38,50	–

В дальнейшем, расчеты, начатые Б.Б. Полыновым [1934] были продолжены А.И. Перельманом [1979]. На основании обобщения большого количества химических анализов были рассчитаны миграционные ряды элементов, приведенные в таблице 7.

Таблица 7. Миграционные ряды химических элементов по Б.Б. Полынову и А.И. Перельману

Характеристика элементов	Элементы	Порядок величины миграционной способности
Энергично выносимые	Cl (Br, I) S	$2n \cdot 10$
Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K, F, SiO_2 силикатов	n
Подвижные	P, Mn, CO, Ni, Cu	$n \cdot 10^{-1}$
Инертные (слабо подвижные)	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
Практически неподвижные	SiO_2	$n \cdot 10^{-\infty}$

Этот ряд дает общее представление о поведении химических элементов при денудации водосборов, хотя необходимо отметить, что в каждом конкретном случае он может существенно изменяться. Так, Н.М. Страхов [1960] подчеркивал, что при разрушении гранитоидов возникает ряд подвижности Mg>Ca>Na>K, отличающийся от принятого Б.Б. Полыновым ряда Ca>Mg>Na>K. На вариацию рядов подвижности химических элементов сильное влияние оказывают петрографический состав разрушающихся пород, климат, рельеф местности, отражающий тектонические движения, тип преобладающего ландшафта и многие другие особенности региона.

В целом очевидно, что именно на гумидных водосборах, включающих почвы, коры выветривания и болотные системы, осуществляется первый акт фазовой

дифференциации вещества; твердофазные компоненты и растворы обновляются и вступают в миграцию раздельно.

О механической работе современных рек

Выше уже говорилось о том, что современные реки континентального блока Земли совершают огромную механическую работу; по данным А.П. Лисицына [1974], в результате их деятельности в Мировой океан ежегодно поступает 18,53 млрд т взвесей. Если к этой цифре прибавить массу всего того материала, что переносится волочением по дну, то окажется, по-видимому, прав Р.К. Кьюнен [Kuenen, 1959], увеличивший массу твердого стока до 32,4 млрд т.

Значительно уступает этим величинам масса растворенного вещества; в современных реках ежегодно переносится только 3,2 млрд т [Лисицын, 1974] или 4,4 млрд т [Гордеев, 1983]; она составляет 1/5 или 1/10 твердого стока. По данным О.А. Алекина [1952], растворенные в реках компоненты условно подразделяются на ионы основных солей (ионный сток), элементы в молекулярно-коллоидном состоянии (Si, Al, Fe), биогены (N, P), органическое вещество и микрокомпоненты.

Ионный состав речных вод исследовался Ф. Кларком [Clarke, 1924], О.А. Алекиным [1952], Г.А. Максимовичем [1955], О.А. Алекиным и Л.В. Бражниковой [1964], Д.А. Ливингстоном [Livingston, 1963], Дж. Мартиным и М. Мейбеком [Martin, Meybeck, 1979], В.В. Гордеевым [1983]. Было установлено, что в гумидных зонах в составе ионов обычно резко преобладают гидрокарбонаты кальция, причем общая минерализация вод редко превышает 200 мг/л. При этом многими исследователями подчеркивалась крайняя неоднородность химического состава речных вод, как в поперечном, так и в продольном сечении. Особенно резкие изменения ионного состава происходят при впадении притоков и изменении характера питания реки.

Методические сложности делают определение биогенов в речных водах крайне ненадежными. О.А. Алекин [1952] принимает содержание неорганических соединений фосфора в речной воде, равной 10 мкг/л, а соединений азота – 30 мкг/л; с учетом органических соединений фосфора его средние содержания в речных водах В.В. Гордеев и А.П. Лисицын [1978] оценивают в 40 мкг/л. Растворенное в речных водах органическое вещество играет, по-видимому, большую геохимическую роль, способствуя переносу многих металлов в растворе, но определяется весьма неточно. Е.А. Романкевич [1977] принимает его в среднем равным 5 мг/л, тогда как цифры, полученные В.В. Гордеевым [1983], показывают разброс от 1 до 10 мг/л. Любопытные данные были приведены в работе К.С. Бека с соавторами [Beck et al., 1974], где показано, что в водах рек, дренирующих болотную местность, содержание органического вещества достигает 50 мг/л, тогда как в самих болотах оно равно 100 мг/л. Среди различных форм растворенного в речной воде органического вещества 60–80% составляют фульво- и гуминовые кислоты.

Для анализа геохимической деятельности рек большое значение имеет исследование переноса в реках основных компонентов осадков; оно было выполнено Н.М. Страховым [1956; 1960] и приводится на рис. 4.10. На графике показано, что среди всей массы осадочного материала, переносимого реками, выделяются четыре основных группы компонентов.

К первой группе относятся легко растворимые соли: NaCl, KCl, $MgSO_4$, $CaSO_4$, $CaCl_2$. Они входят в состав ионного стока, присутствуют в реках только в

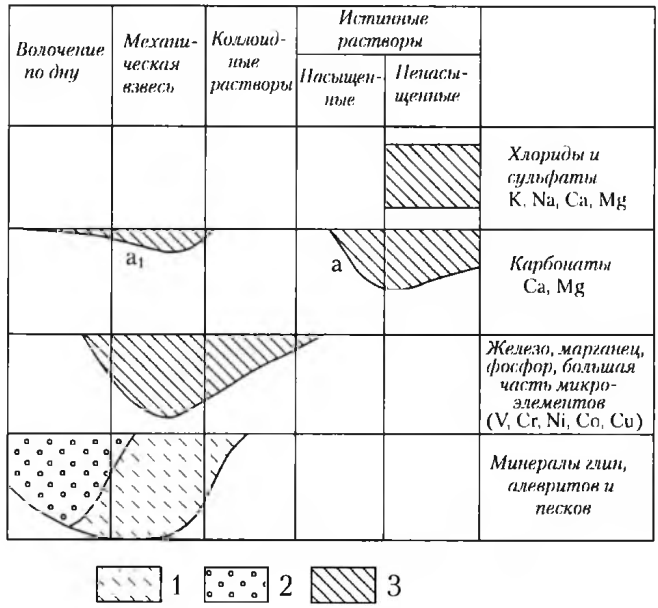


Рис. 4.10. Формы переноса в реках основных компонентов осадков [Страхов, 1960]
1 – минералы глин; 2 – минералы песков и обломки пород; 3 – прочие компоненты
a, a_1 – лишь для горных рек и в условиях засушливого климата.

виде растворов и никогда не образуют ни коллоидных растворов, ни механических взвесей.

Вторую группу образуют карбонаты щелочных и щелочноземельных элементов: $CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3, а также кремнезем. Их поведение в речных водах отличается некоторой двойственностью. В водах северных рек и тропиков, в обстановке гумидного климата, содержание растворенных карбонатов колеблется от 12 до 120 мг/л; расчеты показывают, что в этих соотношениях концентрации карбонатов на 10–70% далеки от насыщения. Это означает, что в гумидных обстановках осаждение карбонатов невозможно, и они здесь мигрируют в виде растворов. В аридных обстановках реки содержат гораздо большие количества карбонатов; при значениях 120–180 мг/л CO_3^{-2} они превышают предел насыщения, выпадают в осадок и в дальнейшем начинают мигрировать в форме взвеси. Особенно большое количество карбонатных взвесей обнаруживается в тех реках, где дренируются карбонатные толщи и где благоприятные климатические обстановки совпадают с благоприятными питающими провинциями. Н.М. Страхов [1960] предполагает, что сходным образом в гумидных и аридных условиях ведет себя SiO_2.

Третью группу компонентов речного стока составляют железо, марганец и фосфор, а также соединения малых элементов (V, Cr, Ni, Co и др.). Они отличаются слабой растворимостью водных соединений, что определяет их минимальное участие в растворах. Кроме того, способность трехвалентного железа гидролизоваться и в виде $Fe(OH)_3$ сорбировать некоторые металлы, предопределяют судьбу элементов этой группы; они тесно связаны с взвесями и коллоидными растворами.

Наконец, значительное количество самых разнообразных химических элементов связано с обломками кристаллических и осадочных пород, самой различной размер-

ности, а также с глинистыми минералами, перемещающимися в реках волочением и перекатыванием, а также в форме механической и коллоидной взвеси. В этой пассивной форме миграции большую роль играют породообразующие химические элементы – кремний, алюминий, кислород, железо, кальций, калий, натрий, магний.

Поведение многих других химических элементов в речных водах можно представить себе, проанализировав таблицу 8, составленную по данным В.В. Гордеева [1983], с использованием материалов В.В. Гордеева и А.П. Лисицына [1978], Дж. Мартина и М. Мейбека [Martin, Meybeck, 1979] и др.

При ее рассмотрении становится очевидным, что самая большая группа химических элементов на 95–100% локализована во взвешенном материале. К ней принадлежат Al, Fe, Ga, Mn, Nb, Pb, Sc, Th, Ti, V, Zr, Zn, Co, Cr, Cs и значительное количество редкоземельных элементов. Менее представительная группа элементов на 90–95% связана со взвесью, к ней относятся золото, фосфор, стронций, никель. В количестве от 75 до 95% находятся во взвешенной форме барий, медь и литий, а от 50 до 75% – серебро, мышьяк, бор, кадмий, молибден, рубидий и уран. Характерно, что многие из них способны образовывать сульфиды. Нетрудно увидеть, что подавляющее большинство химических элементов связано с взвешенным и влекомым обломочным материалом, мобилизуемым, переносимым и откладывающимся реками; роль растворенных в водах рек элементов в среднем обычно очень невелика.

Само собой разумеется, что соотношение между механической и химической миграцией элементов в водах рек тесно связано с циклом эрозии реки. Общеизвестно, что в жизни рек выделяются три стадии: юность, зрелость и старость.

Юность – это период, когда резко различаются между собой отметки истоков и устья реки, продольный профиль равновесия не выработан, отметки ложа меняются неравномерно, а течение осложняют пороги и водопады; русло при этом отличается прямотой. На этой стадии механическая работа реки носит глубинный характер; река перемещает массу терригенного материала из одних мест в другие, выравнивая отметки ложа. Повсеместно преобладает грубый обломочный материал размерами от глыб и гальки до песка и алеврита.

Зрелость реки наступает в период, когда на главной площади выработан общий профиль равновесия. В верхней ее части продолжаются удлинение профиля равновесия и переотложения огромных масс грубообломочного материала – глыб, валунов, гальки. В нижней части развивается боковая эрозия, формируются террасы и наряду с грубым терригенным материалом появляются более тонкие взвеси.

Старость отражает этап развития реки, когда отметки ее истоков и устья предельно сближены и течение замедлено до предела. В эту стадию в среднем и нижнем течении системы усиливаются процессы боковой эрозии, река заметно удлиняется за счет появления излучин, изгибов и меандр, нередко возникают старицы и происходит заболачивание. Соответственно с падением живой силы воды в реке уменьшается перенос грубого терригенного материала и заметно возрастает роль взвесей и растворов. Именно на этой стадии создаются условия для реализации особенно резких процессов фазовой дифференциации вещества.

Следует, однако, подчеркнуть, что в настоящее время реки Земли представляют собой арену интенсивного механического перераспределения ассоциаций химических элементов; фазовое разделение вещества здесь подавлено и отодвинуто на второй план. Оно гораздо интенсивнее проявляет себя на водосборах рек и в конечных водоемах стока, на рубеже река–море.

Таблица 8. Средние содержания и массы химических элементов в годовом стоке рек по [Гордеев, 1983]

Элементы	Среднее содержание в растворе, мкг/л	Масса химического элемента в растворе, т	Среднее содержание во взвесях, мкг/л	Масса химического элемента во взвеси, т	Процентные соотношения	
					раствор	взвесь
1	2	3	4	5	6	7
Ag	0,2	$8{,}1\cdot10^{3}$	0,60	$2{,}40\cdot10^{4}$	25	75
Al	50	$2\cdot10^{6}$	$3{,}82\,10^{4}$	$1{,}54\cdot10^{9}$	0,13	99,87
As	2	$81\cdot10^{4}$	2,3	$9{,}26\cdot10^{4}$	46,47	53,53
Au	0,002	$8{,}1\cdot10^{1}$	0,02	$9{,}3\cdot10^{2}$	7,92	92,08
B	18	$7{,}3\cdot10^{5}$	32	$1{,}30\cdot10^{6}$	35,96	64,04
Ba	40	$1{,}6\cdot10^{6}$	$28\cdot10^{2}$	$1{,}11\cdot10^{7}$	22,92	77,08
Cd	0,2	$8{,}1\cdot10^{3}$	0,32	$1{,}30\cdot10^{4}$	38,39	61,61
Ce	0,008	$3{,}2\cdot10^{3}$	37	$1{,}48\cdot10^{6}$	0,01	99,99
Co	0,3	$1{,}2\cdot10^{4}$	8,3	$3{,}33\cdot10^{5}$	3,48	96,52
Cr	1	$4{,}05\cdot10^{4}$	60	$2{,}40\cdot10^{6}$	1,64	98,36
Cs	0,03	$1{,}2\cdot10^{3}$	2,4	$9{,}63\cdot10^{4}$	1,24	98,76
Cu	7	$2{,}8\cdot10^{5}$	37	$1{,}50\cdot10^{6}$	15,74	84,26
Er	0,004	$1{,}6\cdot10^{2}$		$4{,}82\cdot10^{4}$	0,42	99,58
Fe	40	$1{,}6\cdot10^{6}$	$2{,}35\,10^{4}$	$9{,}45\cdot10^{8}$	0,11	99,89
Ga	0,1	$4{,}05\cdot10^{3}$	8,3	$3{,}33\cdot10^{5}$	1,19	98,81
Gd	0,008	$32\cdot10^{2}$	2,6	$1{,}05\cdot10^{5}$	1,87	98,13
La	0,05	$2{,}0\cdot10^{3}$	18	$7{,}22\cdot10^{5}$	0,28	99,72
Li	2,5	$1\cdot10^{5}$	14	$5{,}56\cdot10^{5}$	15,25	84,75
Lu	0,001	$4{,}05\cdot10^{1}$	0,23	$9{,}26\cdot10^{3}$	0,44	99,56
Mn	10	$4{,}05\cdot10^{5}$	$5\cdot10^{2}$	$2{,}09\cdot10^{7}$	1,03	98,07
Mo	1	$4{,}05\cdot10^{4}$	1,4	$5{,}56\cdot10^{4}$	42,15	57,85
Nb	0,01	$4{,}05\cdot10^{2}$	14	$5{,}56\cdot10^{5}$	0,02	99,98
Nd	0,04	$1{,}6\cdot10^{3}$	19	$7{,}78\cdot10^{5}$	0,26	99,74
Ni	2,5	$1\cdot10^{5}$	38,6	$1{,}56\cdot10^{6}$	6,03	93,97
P	40	$1{,}6\cdot10^{6}$	$5{,}1\cdot10^{2}$	$2{,}04\cdot10^{7}$	7,28	92,72
Pb	1	$4{,}05\cdot10^{4}$	69	$2{,}78\cdot10^{6}$	1,42	98,58
Pr	0,007	$2{,}8\cdot10^{2}$	38	$1{,}54\cdot10^{5}$	1,91	98,09
Rb	2,0	$8{,}1\cdot10^{4}$	55	$2{,}22\cdot10^{6}$	26,74	73,26
Sb	1	$4{,}05\cdot10^{4}$	0,9	$3{,}7\cdot10^{4}$	52,26	47,74
Sc	0,004	$1{,}6\cdot10^{2}$	9,2	$3{,}7\cdot10^{5}$	0,01	99,09

Окончание таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7
Sm	0,008	$3{,}2\cdot10^{2}$	35	$1{,}43\cdot10^{5}$	0,02	99,98
Sr	50	$2\cdot10^{6}$	69	$2{,}78\cdot10^{6}$	6,72	93,28
Tb	0,001	$4{,}05\cdot10^{1}$	0,46	$1{,}85\cdot10^{4}$	0,01	99,99
Th	0,1	$4{,}05\cdot10^{3}$	4,6	$1{,}85\cdot10^{5}$	2,12	97,88
Ti	3	$1{,}2\cdot10^{5}$	$1{,}84\,10^{3}$	$7{,}41\cdot10^{7}$	0,14	99,86
Tm	0,001	$4{,}05\cdot10^{1}$	0,18	$7{,}41\cdot10^{3}$	0,14	99,86
U	0,5	$2\cdot10^{4}$	0,14	$0{,}56\cdot10^{4}$	26,46	73,54
V	1	$4{,}05\cdot10^{4}$	59	$2{,}40\cdot10^{6}$	1,64	98,96
Yb	0,004	$1{,}6\cdot10^{2}$	1,2	$5{,}56\cdot10^{4}$	0,18	99,82
Zn	20	$8{,}1\cdot10^{5}$	1,43	$5{,}74\cdot10^{6}$	1,37	98,62
Zr	2,6	$1{,}05\cdot10^{5}$	92	$3{,}7\cdot10^{6}$	2,64	97,36

Фазовая дифференциация в конечных водоемах стока

Прежде чем рассматривать судьбу химических элементов, привнесенных в конечные водоемы стока (озера, моря и океаны), следует несколько подробнее остановиться на особенностях современных бассейнов.

Вначале мы попробуем охарактеризовать гидродинамику вод. Действительно в озерах, морях и океанах вода при нормальных температурах воздуха находится в вечном движении. Причины движения воды многообразны. Здесь и перемещение масс воздуха, и притяжение Солнца и луны, и тектонические катастрофы – землетрясения; все это выводит массы вод из состояния покоя и вызывает их перемещения в горизонтальном и вертикальном направлении. По характеру движения вод принято различать волнения, приливно-отливные движения, циркулярные течения, конвективное перемешивание.

Волнение всегда и очень резко проявляется на поверхности воды. Интенсивность его измеряется высотой (h) и длиной (l) волны. Эти параметры волн тесно связаны с размерами водоемов и изменяются в очень широких пределах. Так, например, в водах Каспийского моря (площадь акватории – 378 400 км^2) высота волн (h) обычно не превышает 1 м, а длина (l) – 10 м; в водах Черного моря (423 000 км^2) эти параметры возрастают до h=2,5 м, а l=200 м, а в океанах, где площади водоемов колеблются от 73 443 км^2 (Индийский океан) до 165 246 км^2 (Тихий океан) высота волны достигает 12–13 м, при длине равной 400–500 м. Как сообщил А.П. Лисицын, ссылаясь на данные Г.В. Ржеплинского [1964], в районе островов Маккуори были зарегистрированы волны высотой в 18–25 м. Такие супер- гигантские отклонения уже близки к цунами – к катастрофическим океанским волнам, вызываемым землетрясениями. Совершенно несравнима работа, совершаемая морскими и океанскими волнениями. Так, например, высота песчаных намываемых кос в Черном море редко превышает 2–2,5 м, тогда как в океанских она достигает высоты многоэтажного дома.

Огромную работу по разрушению берегов совершают *приливно-отливные* движения вод. Приливы и отливы происходят ежесуточно в любом месте моря или

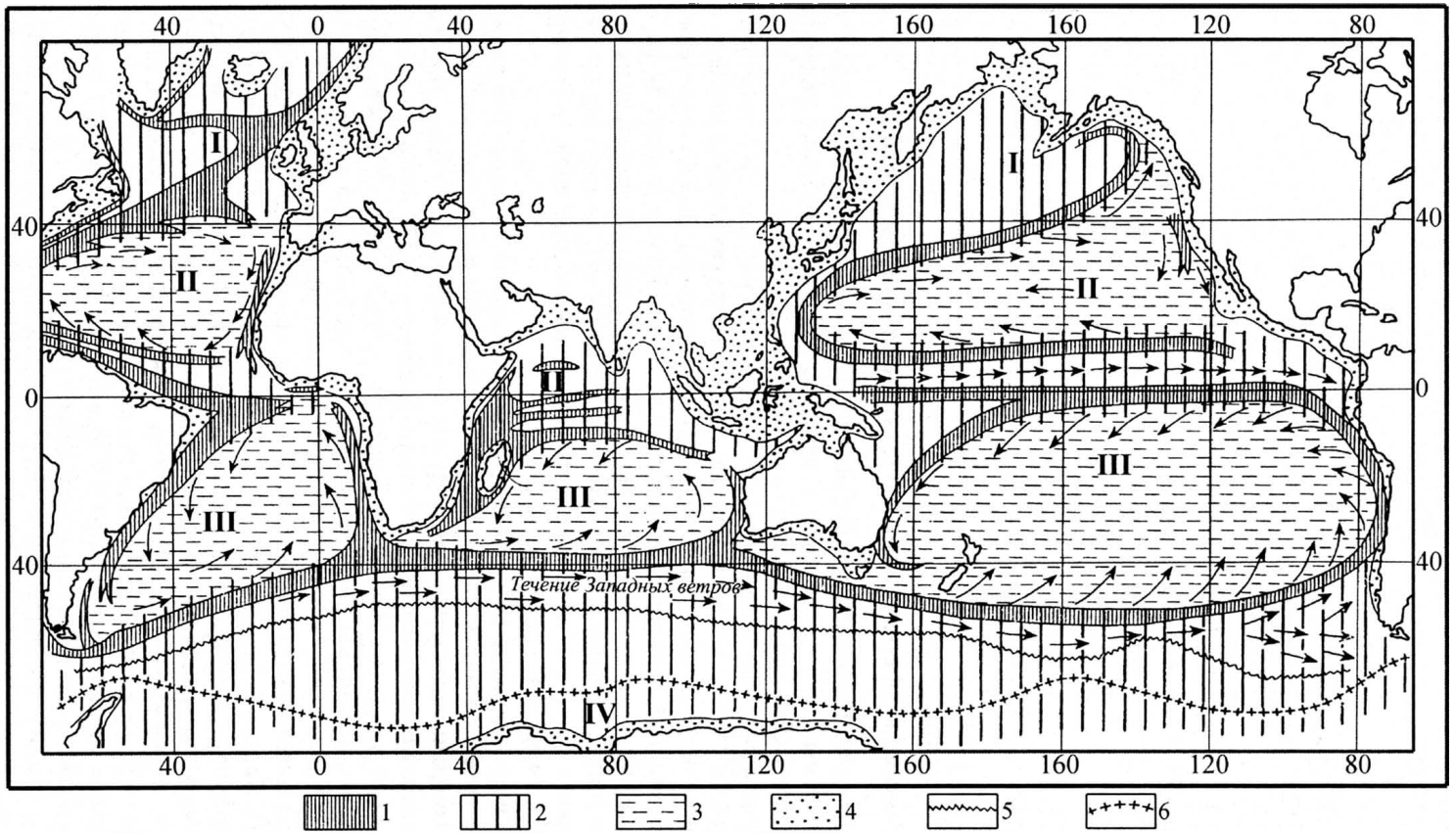


Рис. 4.11. Гидродинамические пояса и положение халистаз (I–IV) Мирового океана [Страхов, 1976]

Стрелками показано направление движения вод. 1 – основные течения; 2 – гидродинамически активные зоны; 3 – гидродинамически пассивные зоны; 4 – области прибрежного перемешивания; 5, 6 – положение, соответственно, антарктической конвергенции и антарктической дивергенции

океана через каждые 12 часов 25 мин; более сильные приливы и отливы совершаются через 24 часа 50 мин. Высота приливов бывает разной и зависит от рельефа берегов; в заливе Фунди (США) она равна 21 м, в Гренвиле (Франция) – 15 м, в Бретани – 11 м, в Белом море (Россия) – 6–7 м. Сильные приливы сказываются на уровне и течении рек; так, например, в Китае на р. Янцзы приливы ощущаются на расстоянии 800 км от устья, а на р. Амазонке – на 1000 км. Главным фактором, вызывающим приливы, является притяжение Луны.

Очень большую роль в жизни конечных водоемов стока играют *циркулярные течения*. Обычно они двигаются параллельно берегам, наиболее интенсивно проявляют себя на глубинах 200–250 м и образуют замкнутые системы. Так же как и при движениях воздуха в атмосфере, в морях и океанах принято различать циклональные и антициклональные кругообороты. При этом циклональное движение осуществляется против часовой стрелки, тогда как антикциклональное – согласно этому движению. Скорость приповерхностных течений в океанах варьирует от 20–30 см/сек до 200–250 см/сек, причем от периферии к центру кругооборота она обычно уменьшается. В центральной части кругооборота движение вод окончательно замедляется, и здесь располагается область спокойствия – халистаза.

Любопытно, что распределение давлений в кругооборотах вод, так же как и воздуха, в атмосфере подчиняется правилу буравчика; в антициклональных системах оно повышается, и здесь поверхностные воды устремляются вниз, на большие глубины. Такое вертикальное перемещение вод именуется *конвергенцией*. Наоборот, в циклональных системах давление вод обычно падает и здесь проявляется подъем вод из глубин к поверхности; его называют *дивергенцией*. Подъем глубинных вод на мелководье могут также вызывать сгонные ветры; хорошо известно, что поверхностный отток вод в море иногда компенсируется образованием *апвеллингов* – притоком вод из глубин. Тот же эффект имеет место в тех случаях, когда сходятся или расходятся между собой отдельные течения [Иванов, Нейман, 1965].

Не вызывает сомнения, что в любом конечном водоеме стока наряду с циркулярными течениями в приповерхностных зонах вод, существует *конвективное перемешивание* и обмен между областями конвергенции и дивергенции. Общая схема гидродинамической зональности океанов приведена на рис. 4.11; она отражает атмосферную циркуляцию воздушных масс и по Н.М. Страхову [1979], четко контролирует области биологической продуктивности океана.

Несмотря на обмен между верхним и нижним гидродинамическими этажами и на существование глубинных течений [Лисицын, 1974; 1978], процессы осадконакопления в морях и океанах, по-видимому, в основном регулируются гидродинамикой наиболее активного верхнего этажа. Особенно рельефно эта особенность проявляется в мелководных эпиконтинентальных морях.

На рис. 4.12 воспроизводится общая схема распределения гранулометрически различных осадков на дне эпиконтинентального водоема, заимствованная из книги Н.М. Страхова [1963]; она во многом отражает реальную картину формирования осадков на дне Северного Каспия. В нижней части рисунка показано движение вод верхнего, наиболее активного гидродинамического этажа, поступление материала в зону взмучивания и последующее перераспределение его течениями по всей площади водоема. При этом от берега вглубь моря формируется ясная гранулометрическая зональность: пески и алевриты постепенно сменяются глинистыми осадками, сконцентрированными в пределах халистаз. Любопытно, что на фоне грубо-

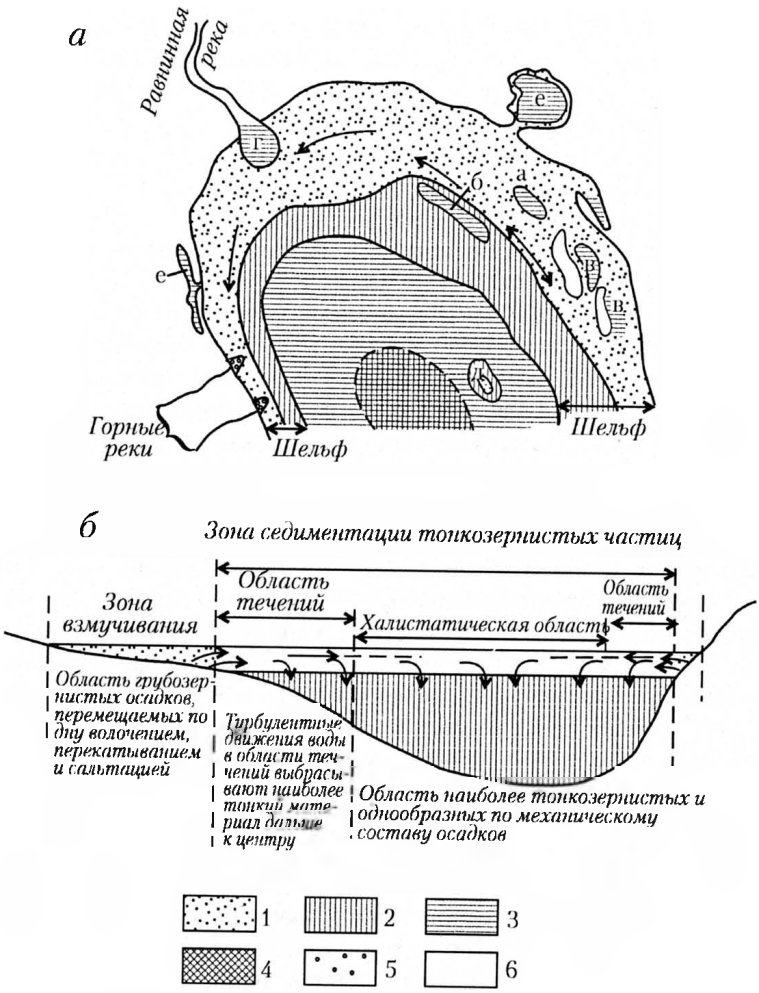


Рис. 4.12. Общая схема распределения гранулометрических типов осадков в водоемах (*а*) и схема механической седиментации в морских и озерных водоемах (*б*) [Страхов, 1954]
1 – пески; 2 – крупные алевриты; 3 – мелкие алевриты; 4 – пелиты; 5 – гравий; 6 – островной гравий; а, б – депрессии: а – эрозионные; б – тектонические; в – затишные воды; г – приустьевой глинистый язык; д – поднятие дна; е – лагуны

зернистых осадков иногда появляются пятна тонкозернистых пелитовых скоплений; обычно они приурочены: 1) к приустьевыми участкам крупных рек, 2) к впадинам рельефа на шельфе, 3) к околоостровным затишным участкам, 4) к заливам, частично отделенным от акватории косами, пересыпями или полуостровами.

Схема, изображенная на рис. 4.12, хорошо иллюстрирует определяющую роль верхнего гидродинамического этажа вод в отложении и разделении по гранулометрическому составу осадков, накапливающихся на дне. Следует при этом иметь в виду, что в бассейнах котловинного типа гидродинамика проявляет себя в чистом виде, образуя, как это было показано выше, четкую гранулометрическую картину. Сложнее обстоит дело в мелководных и плоских бассейнах, где на

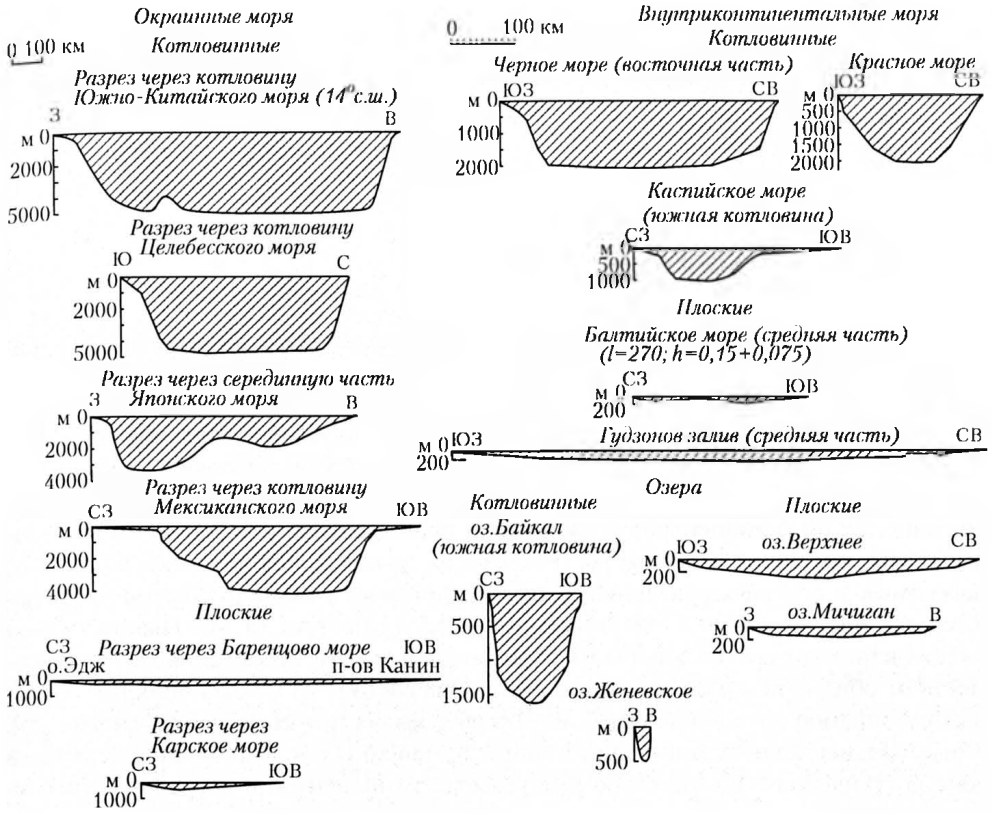


Рис. 4.13. Профили водоемов разного морфологического типа [Страхов, 1960]

широких площадях выпадение осадков сливается с их размывом и переотложением. Именно морфологию современных морских и озерных водоемов Н.М. Страхов [1956; 1960] предложил положить в основу классификации осадочного процесса. Деление водоемов на плоские и котловинные обосновывается на приведенных диаграммах (рис. 4.13).

Таким образом, гидродинамика современных водоемов является важнейшим фактором разделения осадочного материала по крупности зерен, и именно она создает в бассейнах четкий гранулометрический и фациальный план осадков.

Следует подчеркнуть, что постоянное перемешивание вод в морях и океанах существенно гомогенизирует их химический состав. В самых различных частях света соленость морских вод составляет 3,5% или 35‰. Более того, в 1819 году А. Марсет [Marcet, 1819], сравнив между собой анализы вод Ледовитого и Атлантического океанов, а также множество морей, пришел к выводу, что пробы морской воды во всех районах земного шара содержат одни и те же компоненты в очень близких пропорциях и поэтому различие в химическом составе вод различных морей состоит только в общем количестве присутствующих солей.

Соотношение солей, обнаруженных в средней пробе морской воды, приведены в табл. 9.

Таблица 9. Основные компоненты морской воды соленостью в 35‰

Ион	Концентрация, г/кг	Ион	Концентрация, г/кг
Na^+	10,76	Cl^-	19,353
Mg^{2+}	1,294	SO_4^{-2}	2,712
Ca^{2+}	0,413	HCO_3^-	0,142
K^+	0,387	Br^-	0,067
Sr^{2+}	0,008		

Закон или правило Марсета позволяет утверждать, что морская вода обычно представляет собой натриево-магниево-хлоридно-сульфатный раствор, который имеет нейтральную или слабо щелочную реакцию; pH его колеблется в пределах 7,8–8,1.

Кроме растворенных солей в морской воде содержится значительное количество живого и растворенного органического вещества. Жизнь в морях и океанах распределяется крайне неравномерно. Если, согласно данным В.И. Вернадского, на континентах биос концентрируется в одной пленке жизни, в которую входят почвы, травы, кустарник и лесная растительность, включающая человека, животных, насекомых и другие характерные формы, то в морях и океанах обычно наблюдаются две пленки жизни – планктогенная и бентосная (рис. 4.14). Планктогенная пленка концентрируется в верхних слоях водной массы, проявляя четкую зависимость от обилия пищи и солнечного света. Она состоит из мельчайших растительных организмов (фитопланктон) и их гетеротрофных потребителей (зоопланктон). Максимальное количество планктогенных организмов располагается у берегов, в зоне поступления с континентов питательных компонентов и сосредоточения течений, поставляющих пищу из глубин. Минимальное количество планктона сосредоточено в центре халистаз, представляющих собой биологические пустыни.

Бентосная пленка представлена моллюсками, червями, кораллами, звездами и другими донными организмами; они питаются за счет дождя трупов, поступающих на дно сверху, и поэтому их распределение повторяет поведение планктона; они концентрируются на мелководье и количественно уменьшаются от берега вглубь водоема.

Нектон, представленный рыбами и млекопитающими, располагается между этими пленками биоса, но в целом также несомненно тяготеет к областям их концентрации.

Жизнедеятельность морских организмов оказывает активное влияние на химизм морской среды. Реакция фотосинтеза, особенно типичная для морского фитопланктона, сопровождается извлечением значительных масс CO_2 выделением O_2. Избыток кислорода увеличивает щелочность морской среды и вызывает увеличение ее pH.

На щелочность-кислотность морских вод большое влияние оказывает поведение CO_2; при этом хорошо известно, что свободная углекислота в морской воде всегда находится в равновесии с HCO_3^{-1} и CO_3^{-2}, т.е. управляет поведением карбонатов.

Как хорошо показал Н.М. Страхов [1956; 1960], существуют два источника CO_2, растворенной в морской воде. С одной стороны, это диффузионный обмен с атмосферой:

воздух CO_2 атмосферы

$\uparrow\downarrow$

вода CO_2 в воде$\leftrightarrow H_2CO_3\leftrightarrow Ca(HCO_3)_2\leftrightarrow CaCO_3$ осадок

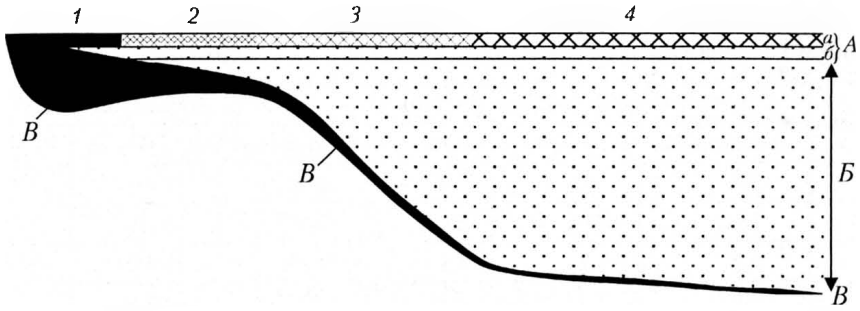


Рис. 4.14. Распределение живого вещества в океанах [Богоров, 1948]
А – планктон; а – верхняя зона, наиболее богатая жизнью; б – нижняя зона, обедненная; 1 –4 – области постепенного обеднения жизнью зоны «а» по мере удаления от берега; Б – область «разреженного» живого вещества; В – донная пленка «сгущения»; ширина черной полосы приблизительно пропорциональна биомассе бентоса

а с другой:

живое вещество$\leftrightarrow CO_2 \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow Ca(HCO_3)_2 \leftrightarrow$ осадок $CaCO_3$

Наиболее активное влияние на щелочно-кислотный режим и выпадение в осадок карбонатов оказывает жизнедеятельность организмов; она осуществляется гораздо интенсивнее, нежели диффузия и обмен CO_2 с атмосферой.

В морской воде сосуществуют живое органическое вещество, взвешенное органическое вещество и растворенная в воде органика. Главным продуктом органического вещества является фитопланктон; его годовая продукция оценивается величиной $44 \cdot 10^9$ т $C_{орг.}$ [Скопинцев и др., 1979]; среднее содержание живого органического вещества в малопродуктивных районах – 1,4 мг/л $C_{орг.}$, в высокопродуктивных – >2,5 мг/л $C_{орг.}$

Большое количество углерода находится в морской воде в виде взвеси. Среднее содержание взвешенного углерода колеблется от 1,4 до 620 мкг/л, в среднем составляя 53 мкг/л. Еще больше органики находится в виде раствора; по данным Е.А. Романкевича [1979], растворенная форма относится к взвешенной форме и к живому веществу как 100:1,7:0,16.

Органическое вещество морей и океанов прижизненно концентрирует в себе многие химические элементы. В этом отношении особенно любопытны данные Ж. Дитриха [Dietrich, 1963], приведенные в таблице 10. Он показал, что различные организмы, входящие в состав планктонных сообществ, постоянно концентрируют такие биогенные элементы, как C, N, P, но совершенно по-разному накапливают второстепенные биогены – Fe, Ca, Si.

Как утверждали в свое время Я.В. Самойлов и А.П. Виноградов, многие морские организмы отличаются удивительной биохимической специализацией и избирательно концентрируют в своем теле химические элементы. Нет сомнения в том, что эти элементы выполняют в них какие-то физиологические функции, однако существо этих процессов остается загадкой.

Любопытно, что степень концентрации некоторых химических элементов в морских организмах довольно велика (табл. 11) и, как это показал Е.Д. Гольберг

Таблица 10. Относительный состав планктоногенных организмов и кларк концентрации химических элементов по отношению к их содержанию в морской воде

Элемент	Относительное содержание (C=100)			Степень обогащения (C=2000)		
	Диатомовые	Перидинии	Копеподы	Диатомовые	Перидинии	Копеподы
C	100	100	100	2100	2100	2100
N	18,2	13,8	25,0	34000	28000	50000
P	2,7	1,7	2,1	55000	35000	43000
Fe	9,6	3,4	0,11	120000	420000	1400
Ca	12,5	2,7	0,66	18	4	1
Si	93,0	6,6	0,11	110000	8000	130

[Golberg, 1963], соответствует устойчивости комплексных соединений с лигандами; эта связь, по Р. Хорну [1972], могла бы стать основой для построения общей биохимической теории.

Таблица 11. Концентрация химических элементов в морских организмах [Dietrich, 1963]

Организм	Элемент	Степень обогащения
Асцидии	Ванадий (V)	280 000
Гастроподы, медузы, морские анемоны	Цинк (Zn)	32 000
	Олово (Sn)	2 700
	Свинец (Pb)	2 600
Морские анемоны	Молибден (Mo)	6 000
Медузы, рыба-губан	Кобальт (Co)	21 000
Рыба-губан	Серебро (Ag)	22 000

В целом, однако, если учесть поведение всей массы химических компонентов в морских и океанических конечных водоемах стока, то можно вслед за Н.М. Страховым [1956; 1960] выделить среди них четыре группы (рис. 4.15).

К первой группе химических компонентов принадлежат $C_{орг.}$, SiO_2, P, N, $CaCO_3$, $MgCO_3$; это типичные биолиты. Как правило, они резко недосыщают морскую воду, и это обстоятельство создает благоприятную обстановку для их биогенного осаждения. Так, например, щелочной резерв или сумма растворенных карбонатов в морских водах относительно невысока и редко превышает 2,1–2,5 мг/л. Это означает, что только в верхних слоях морской воды создаются условия, благоприятные для химического осаждения $CaCO_3$; основная масса вод от 100 м и до 3000–3500 м и более в отношении карбонатов резко недосыщена и не может благоприятствовать их химическому осаждению.

Содержание SiO_2 в поверхностных водах морей оценивается в 0,5–0,6 мг/л, тогда как вглубь его количество растет до 2–3 мг/л. Эти величины значительно уступают величине его насыщения. Сходно с кремнеземом ведут себя фосфаты и нитраты (нитриты).

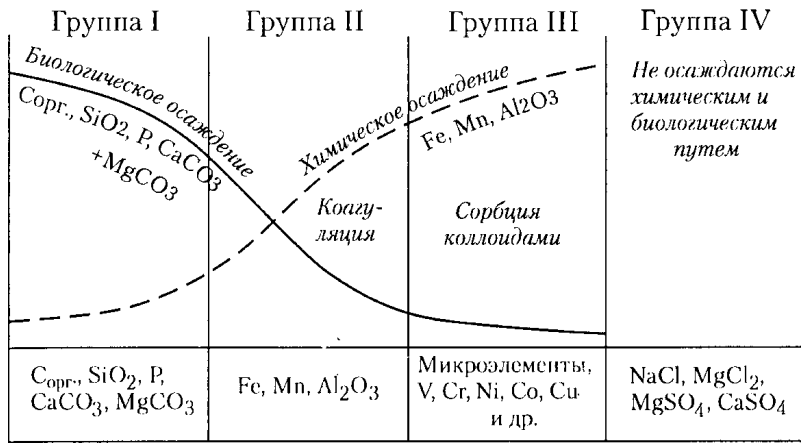


Рис. 4.15. Схема осаждения растворенных веществ в водной массе современных морей [Страхов, 1960]

Все эти химические компоненты осаждаются из морской воды благодаря деятельности организмов-концентраторов. Осадителями карбонатов являются разнообразные моллюски, кораллы, планктогенные кокколитфориды, фораминиферы и другие организмы. Судьба фосфатов в морях и океанах тесно связана с жизнью фито- и зоопланктона; кремнезем накапливается в результате деятельности радиолярий и диатомей.

Вторую группу компонентов, осаждающихся в водной массе конечных водоемов стока, образуют Fe, Mn и, возможно, Al_2O_3. Их содержание в морской воде ничтожно, причем основная масса железа и марганца способна мигрировать в растворах в виде металлоорганических соединений. Процессы окисления переводят их в высшие формы валентности, а их гидроксиды типа $Fe(OH)_3$ быстро выпадают в осадок. Однако планктон, к которому «прилипают» гидроксиды Fe, вновь восстанавливает Fe^{+3} до Fe^{+2} и способствует его миграции. Многократное повторение всех этих процессов в конечном счете завершается осаждением железа на дно водоема и его окончательным захоронением в осадках.

Третью группу представляют микроэлементы, такие как V, Cr, Ni, Co, Cu и др. Основным путем осаждения этих компонентов является их сорбция гелями Fe, Mn, Al, терригенной силикатной взвесью или органическим веществом.

Наконец, четвертая группа включает в себя легко растворимые сульфаты и хлориды щелочных и щелочноземельных элементов. Они не осаждаются в обстановках нормального морского водоема ни биологическим, ни химическим путем и концентрируются в морской воде. Только в процессах испарения и эвапоритизации отшнурованных участков моря происходит их химическое выпадение в осадок.

Рассматривая в целом диаграмму Н.М. Страхова, изображенную на рис. 4.15, можно утверждать, что от первой группы химических элементов к четвертой постепенно уменьшается роль биологических факторов осаждения и возрастает значение чисто химических явлений. Эта схема дает самое общее впечатление о тех процессах осаждения химических элементов, которые протекают в конечных водоемах стока.

Наиболее важным геохимическим узлом, в котором осуществляется фазовая дифференциация химических элементов, поступающих в конечные водоемы сто-

ка, является рубеж река–море. Здесь в дельтах и эстуариях концентрируются механические, биохимические и химические явления, которые оказывают влияние на все осадконакопление, протекающее в озерах, морях и океанах. Взаимодействие суши и моря в прибрежной зоне происходит либо с приматом континента, когда привнос и отложение осадочного материала реками отчетливо преобладает над его вымыванием и разносом, либо с довлеющим влиянием морских обстановок с их приливно-отливными движениями вод, перемывом и выносом терригенного материала и огромной биологической деятельностью. В первом случае в устье рек образуются дельты, во втором – эстуариии.

Дельтовой седиментации посвящено огромное количество работ; систематическое изучение современных дельт рек Фрезер (Канада), р. Волги (Россия) и р. Миссисиппи (США) было начато в работах В.А. Джонсона [Johnson,1921], В.П. Батурина [1937; 1947], Х.В. Фиска [Fisk, 1944; 1947] и др. Позднее оно было продолжено целой армией исследователей. Интересующихся этой проблемой можно отослать к сводным работам Ф. Петтиджона с соавторами [1976], Д.А. Буша [1977], а также к сборнику [Обстановки..., 1990].

Формирование и детали строения современных дельт изображены на рис. 4.16. Со времен работ Дж. Баррела [Barrel, 1912] в строении дельтовой платформы принято выделять донный слой – субстрат, на котором происходит образование дельты, передовой слой – циклическая наклонная постройка, возникающая вследствие выдвижения дельты в море и отложения грубых и тонких речных наносов, а также поверхностный слой – горизонтально залегающие грубые осадки, возникающие в результате перемыва речных отложений морем.

В результате накопления в дельте массы терригенного материала река сама препятствует своему движению и разбивается на множество притоков; они дренируют всю поверхностную часть сооружения. Нередко в дельтах рек, как это показано на рис. 4.17, возникают низинные торфяные болота; в них реализуются разнообразные геохимические и биохимические процессы, идущие с участием наземной растительности, которые уже были рассмотрены нами ранее и могут быть сведены к следующим группам явлений: 1) концентрация в водах болот продуктов разложения наземного растительного органического вещества и развитие кислой глеевой среды, в которой легко восстанавливаются и растворяются многие химические элементы; 2) разложение терригенных алюмосиликатов, а также фосфатов и минералов железа и накопление их в болотных водах; 3) миграция болотных железорудных и фосфатсодержащих растворов, их последующее окисление или подщелачивание и выпадение в осадок в виде коллоидных взвесей и скоплений Fe_2O_3 и P_2O_5.

Таким образом, низинные болота дельт для смежных участков морских водоемов сами по себе могут становиться источниками коллоидных взвесей и растворов.

Концентрация терригенно-глинистого материала в дельтах рек иногда достигаеть колоссальных размеров; по А.П. Лисицыну [1988], в этих автономных скоплениях осадков на шельфе мощность осадочных толщ достигает 10–15 км. Такие депоцентры в устьях крупных рек являются источником огромного количества подводных обвалов и оползней; последние, в свою очередь, прорезают подводные ущелья и рождают массу языков турбидитов и контуритов, спускающихся с шельфов вдоль по подводному склону. Эти образования постоянно питают более низкий уровень лавинной седиментации, расположенный в осадочном бассейне у основания континентального склона.

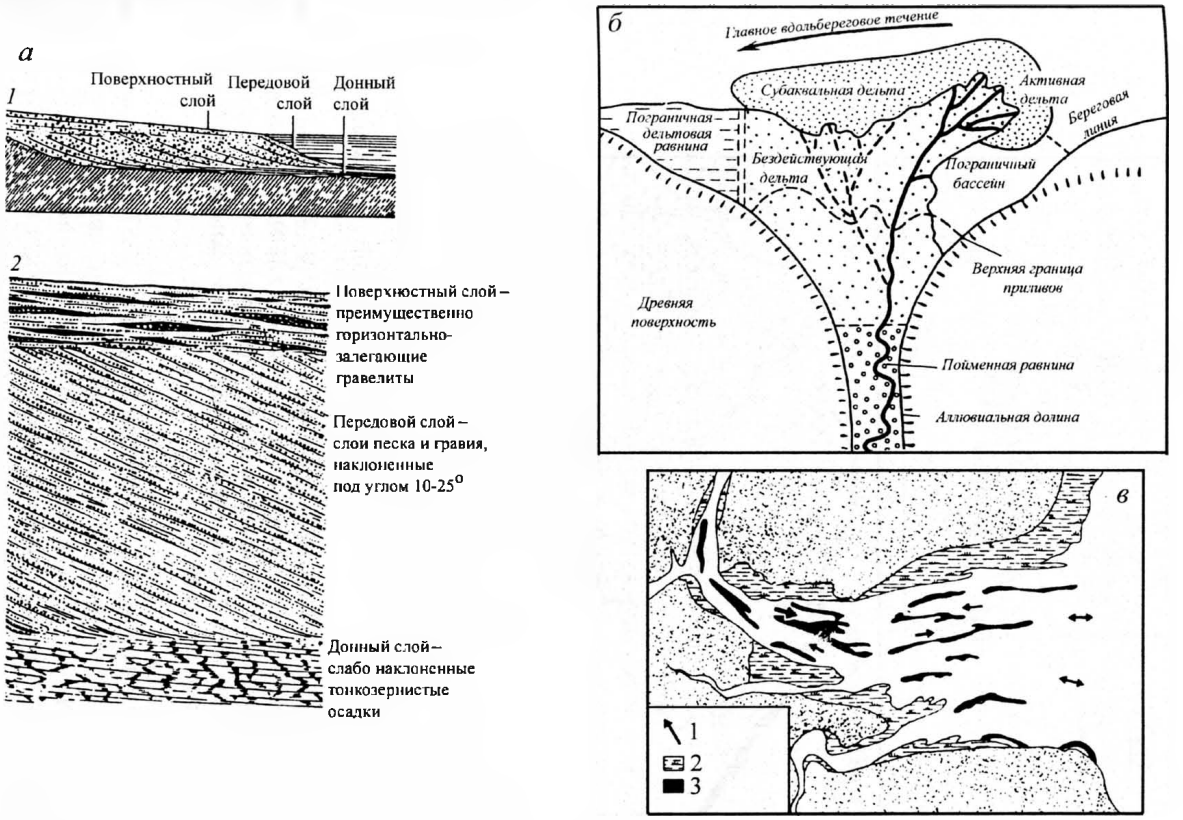


Рис. 4.16. Особенности седиментации в дельтах и эстуариях

а – плейстоценовые дельтовые фации оз. Бонневилл [Gilbert, 1885]: 1 – разрез через плейстоценовую дельту оз. Бонневилл; 2 – вертикальная фациальная последовательность, образовавшаяся в результате продвижения дельты [Barrell, 1912]; *б* – главные физико-географические элементы строения дельты [Gagliano, McJntire, 1968]; *в* – обобщенная форма крупного приливно-отливного эстуария, характеризующегося воронкообразным руслом с вытянутыми гребнями отложений приливно-отливных течений в центре и приливно-отливными отмелями по краям [Hayes, 1975]: 1 – преобладающее направление приливно-отливных течений; 2 – приливно-отливные отмели; 3 – песчаные тела.

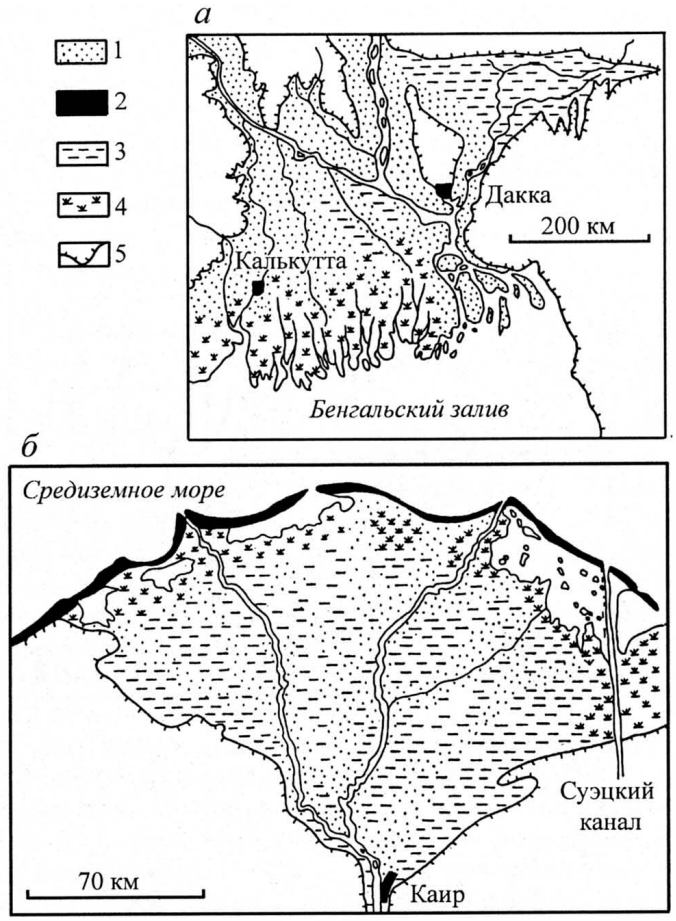


Рис. 4.17. Карты современных дельтовых фаций дельты Ганга-Брахмапутры (*а*) и дельты Нила (*б*)

Первая – пример дельты с преобладающим приливно-отливным режимом и разветвленной системой русловых песков, простирающихся в сторону моря. В дельте Нила преобладает волноприбойный режим и образуются обширные окаймляющие барьерные валы песков [Селли, 1981]. 1 – русловые пески рукавов; 2 – морские барьерные пески; 3 – илы дельтовой равнины; 4 – болота; 5 – граница дельтовых пород

Эстуарием, по определению Д.В. Притчарда [Pritchard, 1967], называют устье реки, превращенное в полузамкнутый прибрежный водоем, свободно соединяющийся с открытым морем и подверженный действию приливов (см. рис. 4.16). Кроме устьев рек, к категории эстуариев относят иногда области разгрузки материковых вод, в которых смешиваются морская и пресная континентальная вода – прибрежные бухты, приливные болота (марши), водоемы, сформированные позади береговых баров, фиорды, образование которых связано с деятельностью ледников и др. В эстуариях, наряду с деятельностью рек, большую роль играет приливно-отливное разрушение берегов и намывание большого количества песчаных кос и отмелей (см. рис. 4.16). В тропических реках эстуарии часто превращаются в ман-

гровые болота, в которых заросли деревьев и кустарников рождают черные торфоподобные илы и существенно влияют на химизм солоноватоводного заполнения.

Процессы, происходящие в дельтах и эстуариях рек, принято условно делить на физические, химические и биохимические; они было подробно описаны в работах Н.М. Страхова [1954] и В.В. Гордеева [1983].

Физические процессы сводятся к осаждению тонких взвесей, принесенных речной водой; предполагается, что более грубые осадки, перемещаемые течением путем перекатывания, волочения или в форме взвесей, ранее выпали из путей миграции в верховьях, среднем или нижнем течении реки или пошли на постройку дельтового сооружения.

Главной причиной осаждения тонких взвесей на рубеже река–море является существенное уменьшение скорости движения воды. Обычно оно обусловлено тем, что легкие и пресные воды рек с соленостью 0,2–0,3‰ встречаются с тяжелыми водами морей (соленость 30–35‰); движение воды натыкается на «стену», и его скорость падает на очень близких расстояниях почти на порядок [Скриптунов, 1960]; при этом частицы размером 5–10 мкм довольно быстро осаждаются на дно, тогда как частицы размером < 5 мкм продолжают переемещаться в водах.

Следует, однако, подчеркнуть, что морская вода является сильным электролитом; при ее воздействии частицы <5 мкм перезаряжаются, укрупняются и коагулируют. Высокая мутность воды и соленость, равная 2‰, являются наиболее благоприятными факторами, обеспечивающими это явление. Наоборот, присутствие гумусового материала отрицательно действует на этот процесс и усиливает миграционную способность взвешенных коллоидов. Связь коагуляции и выпадения коллоидов в осадок подтверждается четкой связью солености речных вод с мутностью; следует подчеркнуть, что максимальные изменения мутности обычно фиксируются при солености, равной 2–8‰ (рис. 4.18).

Очень важное значение при коагуляции и осаждении коллоидов имеет минеральный состав глинистых частиц. Эксперименты и натурные наблюдения показывают, что уже при солености 4‰ активно коагулируют частицы каолинита; дальнейшее повышение солености стимулирует садку гидрослюды и монтмориллонита (смектита), а затем – массы смешанослойных образований.

Химические процессы в области дельт и эстуариев проявляют себя не очень активно и обычно оказываются переплетены с биохимическими явлениями. Основной ионный состав вод меняется в тесной связи с изменением общей солености, как это видно на рис. 4.19, особенно резкие колебания происходят в интервале до 2‰. Именно на этом пороге падает содержание Ca^{+2} и HCO_3^- и увеличивается концентрация Na^+, K^+ и Cl^-.

В реках, расположенных в засушливых районах, хемогенное осаждение карбонатов кальция, как это было уже отмечено выше, является очень распространенным и характерным явлением. Как показали исследования Э. Шолковица [Sholkovitz, 1976; 1978], среди разнообразных химических процессов очень важную роль играет флоккуляция частиц; она выражается в совместном формировании сложных частиц, например, гидроксидов железа и высокомолекулярных гуминовых кислот, достигающих 3–1 мкм в диаметре. Обычно они сорбируют на себе много различных химических элементов, преимущественно металлов. Многие из них, такие как Zn, Mn, Co, Ba и др., проявляют определенную склонность к десорбции и при переходе из речных вод в морские вновь переходят в раствор.

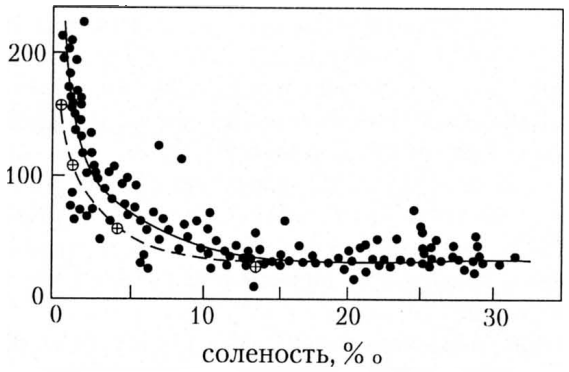


Рис. 4.18. Зависимость концентрации взвеси от солености р. Шельдт [Wollast at al., 1979]

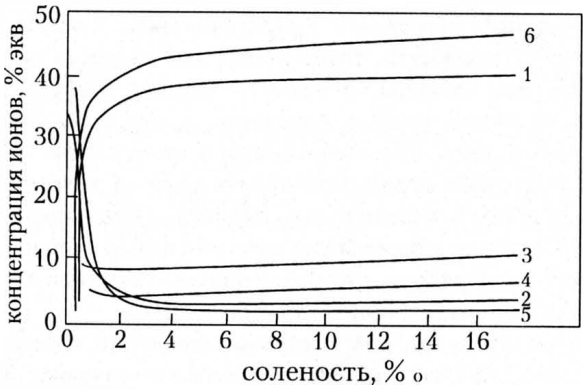


Рис. 4.19. Зависимость концентрации основных ионов от солености в воде Днепровского лимана [Алмазов, 1967]

1 – $Na^+ + K^+$; 2 – Ca^{2+}; 3 – Mg^{2+}; 4 – SO_4^{2-}; 5 – HCO_3^-; 6 – Cl^-

Биологические процессы в дельтах и эстуариях тесно связаны с высокой концентрацией здесь наземной растительности, мористее – с образованием гидрофронтов планктона. Такой двойной биологический фильтр концентрирует в себе многие химические элементы, поступающие с суши, вырабатывает новые формы их миграции и является важным источником осадкообразования в конечных водоемах стока – морях и океанах.

Низовые торфяные болота в дельтах, мангры в эстуариях и связанные с ними ваттовые побережья занимают огромные площади на побережьях Южной Америки, Экваториальной Африки и Индонезии. Как это было установлено в предыдущих разделах, они рождают огромное количество гумуса и растворенных в речных и болотных водах железа, фосфора, азота, кремния и других биогенных элементов.

Главными потребителями элементов-биогенов, как в пределах самих дельт и эстуариев, так и в прилегающих частях водоемов, являются планктогенные организмы и макрофиты – разнообразные высшие водоросли, покрывающие дно.

Способность планктона концентрировать различные химические элементы известна давно, однако точные количественные данные в этом отношении весьма неполны – сказываются методические трудности в опробовании, методике анализа органического вещества и в пестроте исходных данных. Новейшие данные, опубликованные в работе Н.П. Морозова [1983], приводятся в таблице 12.

Любопытно, что в морском планктоне содержание химических элементов всегда выше, чем в океаническом; это хорошо корреспондируется с составом морских и океанических вод.

Таблица 12. Среднее содержание микроэлементов в фито- и зоопланктоне морей и океанов (мг/кг сырой массы)

Элемент	Морской планктон (фито/зоо) [Морозов, 1983]	Океанический планктон; фито / зоо		
		[Морозов, 1983]	[Bernhard, Zattera, 1975]	[Bryan, 1976]
Fe	267/148	160/74,5	–	12,9/21,6
Mn	6,6/2,9	1,0/1,4	–	0,3/0,4
Zn	93,5/40,6	60,8/35,7	0,35–16/6,5–74,5	1,1/12,4
Cu	9,6/7,5	6,7/8,4	0,12–3,3/0,3–1,6	0,2/1,1
Ni	4,0/0,8	3,2/1,5	0,03–0,13/0,06–0,13	0,1/0,2
Co	0,4–0,2	0,35/0,25	–	0,03/0,2
Cr	1,8/0,4	0,45/0,4	0,02–2,3/0,02	0,045/0,1
Pb	5,2/4,1	4,8/2,4	0,06–2,7/0,12–1,3	0,1/0,3
Cd	0,4/0,3	0,25/0,2	0,30	0,06/0,4
Hg	–	0,005/0,01	0,001–0,05/0,002–0,17	0,005/0,01
As	–	–	1,2/0,9	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Следует иметь в виду, что в конечных водоемах стока фитопланктон является началом длинной пастбищной трофической цепи, в которой он вначале выедается зоопланктоном, а последний – рыбами и далее – млекопитающими и птицами; таким образом, поглощенные химические элементы передаются другим организмам по длинной эстафете.

С другой стороны, после гибели фитопланктона возникает так называемая детритная трофическая цепь: детрит выедается микроорганизмами, а затем – детритофагами и хищниками. В этом случае органический детрит наследует химический состав фитопланктона и иногда превращается в те взвеси, которые поступают в гидродинамически активную среду и наряду с терригенной мутью разносятся течениями в морях и океанах.

Следует подчеркнуть, что биологическое извлечение некоторых химических элементов в дельтах и эстуариях захватывает, по-видимому, не только растворенные их формы, но и взвеси. Так, например, в работах Е.М. Чейза и Ф.Л. Сейлса [Chase, Sayles, 1980] было показано, что именно взвешенный в водах р. Амазонки фосфор извлекается планктоном в сезон дождей и обеспечивает его высокую продуктивность.

Подводя итоги этому разделу, необходимо сказать, что в дельтах рек и эстуариях, с одной стороны, продолжается депозитная работа рек, которая особенно интенсифицируется в результате смешения пресных и соленых вод. Здесь осаждается от 50 до 90% тонких взвесей твердого стока, причем благодаря процессам коагуляции и флоккуляции частиц в осадконакоплении активно участвуют и растворы.

С другой стороны, поступление биогенных элементов с суши и деятельность наземной растительности в дельтах рек и эстуариях стимулирует концентрацию биомассы и активные биохимические процессы, которые отчасти обеспечивают осаждение химических элементов, а отчасти вырабатывают новые формы их миграции и поставляют материал в виде взвесей и растворов в конечные водоемы стока. Смешиваясь с транзитно мигрирующим тонким взвешенным материалом и растворами морской воды, они представляют тот резерв, из которого впоследствии и образуются осадки морей и океанов.

Литература

Алекин О.А. Гидрохимия. М.: Гидрометиздат, 1952. 262 с.

Алекин О.А., Бражникова Л.В. Вынос реками растворенных веществ с материков и связь этого процесса с механической эрозией земной поверхности. В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 278–290.

Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Б-М, ОНТИ НКТП, 1937. 292 с.

Батурин В.П. Петрографический аналих геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

Богоров В.Г. Вертикальное распределение зоопланктона и вертикальное расчленение вод океана // Труды Ин-та океанологии АН СССР. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1948.120 с.

Буш Д.А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977. 215 с.

Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. № 3. С. 65–80.

Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых // Юбил. сборник, посвящ. 30-летию Окт. Револ. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 104–124.

Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 12. С. 34–68.

Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 244 с.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 1. С. 225–228.

Иванов Ю.А., Нейман В.Г. Фронтальные зоны Южного океана. В кн.: Антарктика. М.: Наука, 1965. С. 52–84.

Захаров С.А. Курс почвоведения. М.: ОНТИ, 1931. 256 с.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 380 с.

Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.Н. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 456 с.

Каплан-Дикс И.С., Алексеев В.Т. Природная и антропогенная составляющая круговорота фосфора. В кн.: Эволюция кругооборота фосфора и эвторофирование природных вод. Л.: Наука, 1988. С. 10–22.

Кауричев И.С. О формах железа в верховодке почв дерново-подзолистой зоны // Докл. ТСХА. 1957. Вып. 31. С. 219–223.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 640 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 592 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лопатин Г.В. Эрозия и твердый сток наносов в Европейской части СССР и на Северном Кавказе // Изв. Всес. геогр. общ-ва. 1949. Т. 81. Вып. 5. С. 35–68.

Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. М.: Географиздат, 1952. 240 с.

Максимович Г.А. Химическая география суши. М. Географиздат, 1955. 328 с.

Морозов Н.П. Химические элементы в гидробионтах и пищевых цепях. В кн.: Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 127–165.

Никонов М.Н. Торф как геологическое образование // Сб. статей по изуч. торфяных м-ний. М.: Сов. Наука, 1956. С. 191–199.

Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1–351 с; Т. 2 – 382 с.

Перельман А.И. Очерки геохимии ландшафта. М.: ГИГЛ, 1955. 392 с.

Перельман А.И. Геохимия биосферы. М.: Наука, 1973. 167 с.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. Изд. 2. М.: ГИГЛ, 1975. 380 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сильвер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Петров В.П. Геолого-минералогические исследования белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще // Труды ИГН АН СССР. Вып. 95. 1948. Петрограф. серия. № 29. 340 с.

Полынов Б.Б. Кора выветривания. Ч. I. Процессы выветривания, основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 212 с.

Раковский В.Е. Теории и факты в области происхождения торфов. В кн.: Химия и генезис твердых горючих ископаемых. М.: Недра, 1953. С. 31–49.

Ржеплинский Г.В. Режим ветрового волнения Антарктической области океана // Океанология. 1964. № 11. С. 25–42.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океанах. М.: Наука, 1977. 256 с.

Романкевич Е.А. Источники поступления органического вещества и биохимический состав продуцентов и консументов. В кн.: Химия океана. Т. I. М.: Наука, 1979. С. 240–247.

Скриптунов Н.А. К гидрогеологии предустьевого взморья дельты Волги. В кн.: Изучение устьев рек. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 66–74.

Скопинцев Б.А., Бордовский О.К., Иваненков В.Н. Углерод растворенного органического вещества. В кн.: Химия океана. Т. I. М.: Наука, 1979. С. 251–259.

Страхов Н.М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 35–80.

Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст.I-II // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3–21. № 8. С. 29–61.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с.Т. II. 574с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212. 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза. В кн.: Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 9–923.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 360 с.

Сукачев В.Н. Основы лесной биогеоценологии. Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 427 с.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. 399 с.

Aitkin J. On the number of dust particles in the atmosphere of certain places in Great Britain and the continent with remarks on the relation between the amount of dust and meteorological phenomena. Edinburg: Trans Roy. Soc., 1890. V. 35. P. 1–19.

Barrell J. Criteria for the recognition of ancient delta deposits // Bull. Geol. Soc. Am. 1912. P. 377–446.

Beck K.C., Reuter J.H., Perdue E.M. Organic and inorganic geochemistry of some coastal plain rivers of the southeastern U.S. // Geochim. et Cosmochim.Acta. 1974. V. 38. № 3. P. 341–364.

Bernhard M., Zattera A. Major politants in the marine environments. Marine pollution and marine waste disposal. In: Proc. of the 2 nd. Intern. Congr. San Remo, 1973. NY: Pergamon Press, 1975. P. 193–390.

Bryan G.W. Heavy metal contamination in the sea. In: Marin pollution. London: Acad. Press, 1976. P. 21–67.

Chase E.M., Seyles F.L. Phosphorus in suspended sediments of the Amazon River // Estuarine Coast. Mar. Sci. 1980. V. 11. № 4. P. 141–155.

Clark F. Data of geochemistry // US. Geol. Surv. Bull. 1924. V. 770. 841 p.

Dietrich G. General Oceanography. New York: Interscience, 1963. 340 p.

Fisk H.M. Geological Interstigation of Alluvial of the lower Mississippi River Commission. Vicksburg, 1944. 68 p.

Fisk H.M. Fine Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity. Mississippi River Commission. Vicksburg, 1947. 82 p.

Gagliano S.M., McIntire W.G. Delta components in Recent and ancient deltaic sedimentation; A comparison, Louisiana State. Univ. Coastal Studies. Inst., 1968. 42 p.

Gilbert G.K. The topograhhic features of lake shozes // Ann. Rep. U.S. Geol. Surv., 1885. № 5. P. 75–123.

Golberg E. The Oceans as a Chemical System. The Ses. Chap. 1. New York: Interscience, 1963. P. 15–64.

Hayes M.O. Morhhology of sand accumulation in estuaries an introduction to the symposium // Estuarine Research. 1975. V. 2. Geology and Engineering. London: Academic Press. P. 3–22.

Johnson W.A. Sedimentation of the Fraser River delta // Mem. can. geol. survey. 1921. V. 125. 46 p.

Kuenen Ph.H. Sand – its origine, transportation, abrasion and accumulation // Geol. Soc. S. Africa. 1959. V. 62. P. 1–37.

Leith C.K., Mead W.J. Metamorphie geology. New York: Henry Holt, 1915. P. 61–319.

Livingstone D.A. Chemical omposition of rivers and Lakes: Date of geochemistry // U.S. Geol. Survey Prof. Pap.1963. V. 440G. P.G1–G64.

Marset A. Phil Trans. Roy Soc. London, v. 109. 1819. 161 p.

Martin J.M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers // Mar. Chem. 1979. V. 7. № 2. P. 173–206.

Pritchard D.W. Jbservation of circulation in coastl plain estuaries // Estuaries. Ed. G.H. Lauff. Amer. Associat. Adv. Sci. Publ. 1967. V. 83. P. 37–44.

Sholkovitz E.R. Flocculation of dissilved organic and inorganic matters during the mixing of river water and sea water // Geoch. et Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 7. P. 831–845.

Sholkovitz E.R. The flocculation of dissolved Fe, Mn, Al, Cu, Ni, Co and Cd during esruarine mixing // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. № 1. P. 77–86.

Wollast R., Billen G., Dunker J.G. Manganese in the Rhine and Scheldt estuaries. Pt. I. Physico-chemical behaviour Estuarine Coast // Mar. Sci. 1979. V. 9. № 2. P. 161–169.

ГЛАВА 5
ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

Хорошим и наиболее детально изученным примером современного конечного водоема стока является Черное море. Осадки этого водоема исследовались Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, Э.А. Остроумовым, Б.А. Скопинцевым, О.В. Шишкиной, И.И. Волковым, М.Г. Барковской, Г.Ю. Бутузовой, М.А. Глаголевой, М.Ф. Пилипчуком, А.Г. Розановым, Л.С. Фоминой, И.Ю. Лубченко, К.М. Шимкусом, Е.С. Тримонисом, D.A. Poss, E.T. Degens, G. Muller, P. Stoffers, D.W. Spenser, F.T. Manheim и др.

Водосбор Черного моря

На рис. 5.1 показано положение Черноморского водоема по отношению к его питающей провинции. Акватория Черного моря занимает площадь в 423 000 км^2; площадь водосбора оценивается в 1864 000 км^2. Так как интенсивность осадочного процесса тесно связана с размерами водосбора бассейна (B) и площадью его акватории (L) [Страхов, 1954], нетрудно вычислить, что их отношение в Черном море примерно равно величине 4,4. Эта величина значительно уступает отношению B/L в озерах (Аральское море – 7, Байкал – 14,1) и почти на порядок превышает величину этого отношения в океанах (Тихий океан – 0,04, Атлантика – 0,30). Это означает, что в глубинах Черного моря поддерживается довольно высокий темп накопления осадков. Водосбор Черного моря очень четко распадается на три части. На севере он захватывает южную половину Русской платформы с входящим в ее состав Украинским кристаллическим щитом. Эта часть водосбора отличается развитием пологого спокойного рельефа и деятельностью широких равнинных рек, дренирующих обширные пространства. Здесь размываются разнообразные осадочные или метаморфические породы и их коры выветривания, прикрытые тонким слоем почв.

В средней части Черноморского водосбора располагается Альпийская зона складчатости, включающая горные сооружения Кавказа на востоке и горные области Карпат и Альп на западе. В этой части питающей провинции господствуют горные реки, размывающие комплексный субстрат, состоящий из магматических, метаморфических и осадочных пород. Характерно, что среди магматических образований обычно преобладают кислые породы ряда гранитоидов. Наконец, южная часть водосбора охватывает реки Турции и Армянского нагорья, дренирующие древние горные сооружения Анатолии. Они слагаются массами основных эффузивных пород и их туфами, а также огромным количеством кремнистых отложений.

Как было подчеркнуто в работах Н.М. Страхова [1954; 1976], климатическое положение водосборной площади Черного моря довольно сложное. Большая его часть, включающая север Русской платформы, возвышенные части Кавказа и Альп, а также

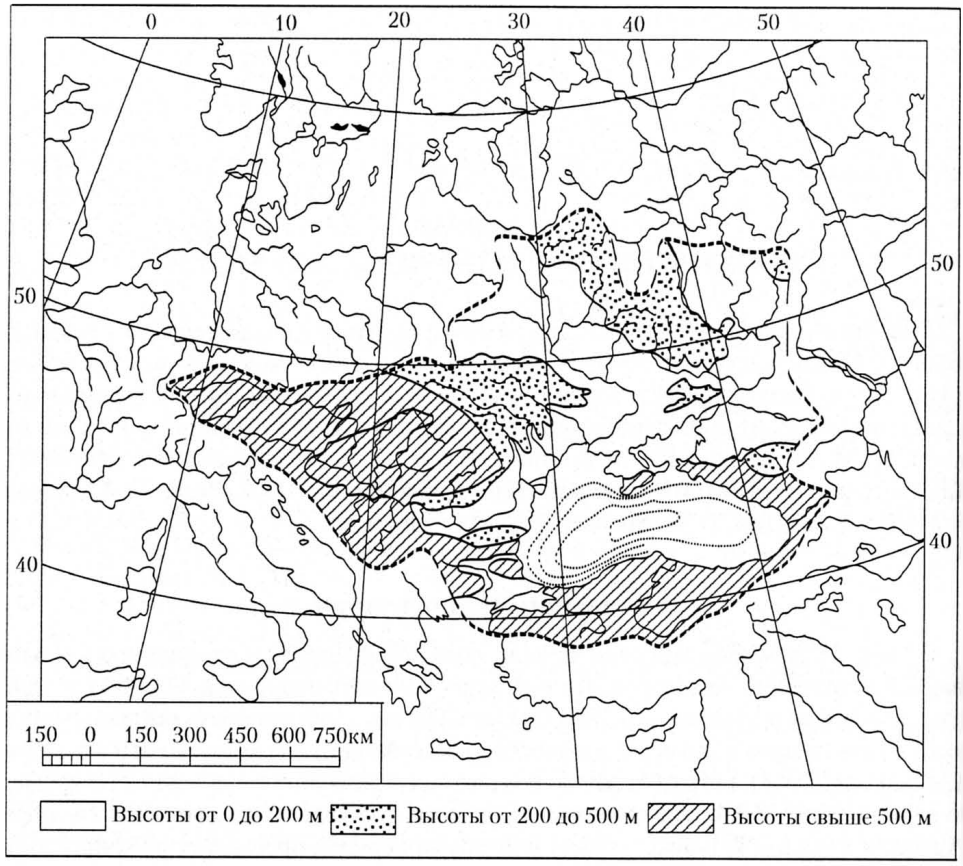


Рис. 5.1. Водосбор Черного моря [Страхов, 1954]

многие районы Балканского полуострова и Малой Азии находятся в условиях типичного гумидного климата. Однако степные районы Украины и Крыма несомненно принадлежат к аридным областям, и это накладывает некоторый отпечаток на осадконакопление в северной части Черного моря; здесь встречаются лиманы и озера с высокой минерализацией вод, характерные для засушливых областей.

В целом, однако, можно утверждать, что в Черное море поставка осадочного материала с водосборных площадей осуществляется по гумидной схеме. Иначе говоря, ежегодное количество взвесей, поступающих в этот водоем со стоком рек, оценивается величиной $144 \cdot 10^6$ т, тогда как в растворенных формах в него привносится примерно $25 \cdot 10^6$ т вещества в год.

Поступление взвешенного материала в Черное море происходит довольно неравномерно. Самым крупным поставщиком является р. Дунай; она привносит 83×10^6 т материала ежегодно. Менее продуктивны реки Русской платформы – Днестр, Южный Буг и Днестр; в сумме их вклад равен $5{,}1 \times 10^6$ т/год. Значительное количество взвесей поставляют в Черное море реки Кавказского побережья – Ингури, Риони и Чорох, которые ежегодно вносят $18{,}8 \times 10^6$ т взвесей. Наконец, реки Турции (Кызыл-Ермак, Есиль-Ермак, Сакария) привносят $35{,}6 \times 10^6$ т/год взвешенного материала.

Очевидно, что главным поставщиком осадочного материала является зона альпийской складчатости, поскольку р. Дунай и горные реки Кавказа ежегодно поставляют $103,3x10^6$ т взвеси, что составляет примерно 70% общего вклада рек.

Наряду с привносом терригенного материала речным путем, большое значение в Черном море имеет размыв берегов – береговые оползни и обвалы; они особенно активно проявляют себя в восточной части водоема, вблизи от тектонически активного Кавказского побережья.

Морфометрия водоема и баланс воды

С морфометрической точки зрения Черное море представляет собой типичный котловинный водоем. В большинстве случаев для него характерны узкие шельфовые площадки, крутой континентальный склон и плоская абиссаль; глубина впадины достигает 2200 м. На северо-западе, на широте Крыма, в треугольнике г. Констанца–г. Севастополь–г. Одесса шельфовая площадка водоема расширяется, достигая 220 км в ширину.

На севере Керченский пролив связывает Черное море с мелководным и распресненным Азовским морем; по особенностям морфометрии последнее является гомологом Украинского шельфа. На западе пролив Босфор соединяет Черное море с Мраморным, а пролив Дарданеллы со Средиземным морем.

Ежегодно в Черное море поступает 346 км^3 речных вод и 129 км^3 атмосферных осадков; значительная часть этих пресных вод сбрасывается через Босфор в Мраморное море, а взамен глубинные течения привносят в него тяжелые соленые воды западных морей.

Баланс водообмена между морями выглядит следующим образом [Сорокин, 1982]:

Приход:	Расход:
Речной сток – 346 км^3	Испарение – 332 км^3
Атмосферные осадки – 129 км^3	Сток в Азовское море – 32 км^3
Приток из Азовского моря – 53 км^3	Сток в Мраморное море – 340 км^3
Приток из Мраморного моря – 176 км^3	
Всего – 704 км^3	Всего – 704 км^3

Соленость вод и биос

Соленость вод Черного моря у поверхности достигает 1,8%; сверху вниз она обычно возрастает и у дна оценивается в 2,2%. Общая распресненность вод Черного моря довольно резко влияет на состав и особенности его биоса.

Действительно, как это показали в свое время Л.А. Зенкевич, Н.М. Книпович, С.А. Зернов и Н.М. Страхов, в Средиземном море, где соленость вод колеблется от 3,5 до 3,8%, обитают 1234 вида моллюсков, 512 видов ракообразных, 260 видов мшанок и свыше 400 видов водорослей; характерны морские звезды, ежи, кораллы и другие океанические формы. Л.А. Зенкевич [1947] насчитал в Средиземном море свыше 6000 форм жизни. В Черном море видовой состав фауны и флоры резко сокращается; здесь, по данным того же автора, количество видов не превышает 1500, что легко увязывается с падением солености вод (1,8-2,2%). Наконец, в Азовском море вместе с дальнейшим уменьшением солености (до 0,8–1,0%)

однообразие форм биоса достигает предела; здесь едва насчитывается 200 видов фауны и флоры. Нетрудно заметить, что опреснение вод Черного моря четко отражается в упрощении его биологического мира.

Воды Черного моря заметно расслоены по вертикали. Верхние 150–200 м гидродинамически активны и содержат большое количество растворенного кислорода. Нижняя, 1800–2000-метровая толща вод, гидродинамически пассивна, расслоена и содержит растворенный сероводород. Ниже мы подробно рассмотрим происхождение и роль сероводородного заражения. Здесь же следует отметить, что сероводород является ядом для морских организмов. Естественно, что жизнь в Черном море сконцентрирована в верхних слоях морской воды, а водные массы на глубинах более 200 метров обычно оказываются полностью безжизненными.

Любопытно, что в этом случае нормальные пространственные взаимоотношения между верхней, планктогенной, пленкой жизни и нижней, бентосной, нарушается так, как это показано на рис. 5.2. Нижняя бентосная пленка редуцируется и отсутствует на значительных площадях континентального склона и абиссали.

Как показал Ю.И. Сорокин [1982], главными продуцентами в Черном море являются планктогенные сообщества и бактерии. При этом среди фитопланктона большое распространение имеют диатомеи, динофлагелляты, кокколитофориды, силикофлагелляты и другие водоросли; зоопланктон представлен инфузориями, зоофлагеллятами, рачками. Максимальное развитие планктона охватывает весенние (февраль–март) и осенние (август–сентябрь) периоды. В вертикальном разрезе толщи максимум биомассы сосредоточен на глубинах 20–30 м; общее количество планктона достигает максимальных значений в северо-западной части моря, на Украинском шельфе, вблизи от устьев рр. Дуная, Днестра, Южного Буга, Днепра. Мористее, по направлению к центральным частям водоема, биомасса планктона быстро уменьшается и в центре достигает минимальных значений (рис. 5.3).

Бактериальный мир Черного моря чрезвычайно разнообразен и по биомассе не уступает фитопланктону, однако распределение бактерий по вертикали более сложно; максимальные скопления бактерий устанавливаются вблизи от поверхности воды, на границе термоклина (где развит фитопланктон), на окислительно-восстановительном рубеже и даже в зоне сероводородного заражения. Распределение бактерий отражает те сложные физиологические функции, которые они выполняют в водоеме. В работах А.Е. Крисса, М.Н. Лебедевой, Ю.А. Сорокина, А.В. Цибань, М.В. Иванова и других микробиологов здесь выделяются сапрофитные или гетеротрофные бактерии (хищники и скавенжеры), бактерии азотного цикла (азотфиксаторы и денитрофикаторы), бактерии серного цикла (тионовые и сульфатредуцирующие), бактерии окисляющие метан и жидкие углеводороды нефти. Общая численность и биомасса бактерий увеличивается в северо-западной части Черного моря, где отмечается изобилие планктона и бентоса.

Донная фауна Черного моря представляет собой вариетет средиземноморско-атлантических сообществ. Если исключить довольно сложно построенные биоценозы литорали, буквально переполненные разнообразными моллюсками (Corbula, Donacella, Ophelia, Donax и др.), водорослями, фауной червей, инфузорий и крабов и варьирующие в зависимости от характера грунтов, то можно выделить на шельфе три четкие фации: фацию ракушечников, фацию водорослей и фацию фазеолиновых илов.

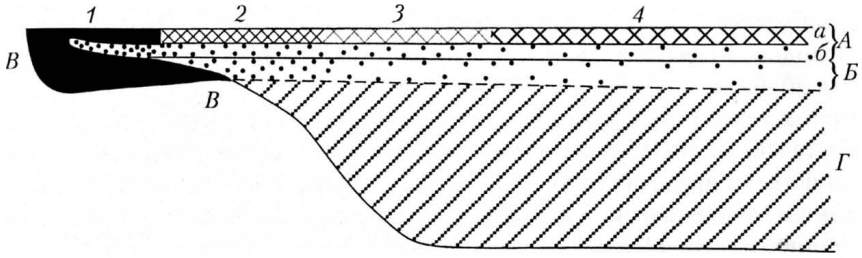


Рис. 5.2. Распределение живого вещества в водоемах с аномальным газовым режимом [Страхов, 1954]

А – планктон: *а* – верхняя зона, наиболее богатая жизнью; *б* – нижняя зона обеднения; 1– 4 – области постепенного обеднения жизнью зоны «*а*» по мере удаления от берега; Б – область «разрежения» живого вещества; В – бентосная пленка сгущения живого вещества; Г – зона резкого дефицита O_2 или даже наличия H_2S в воде

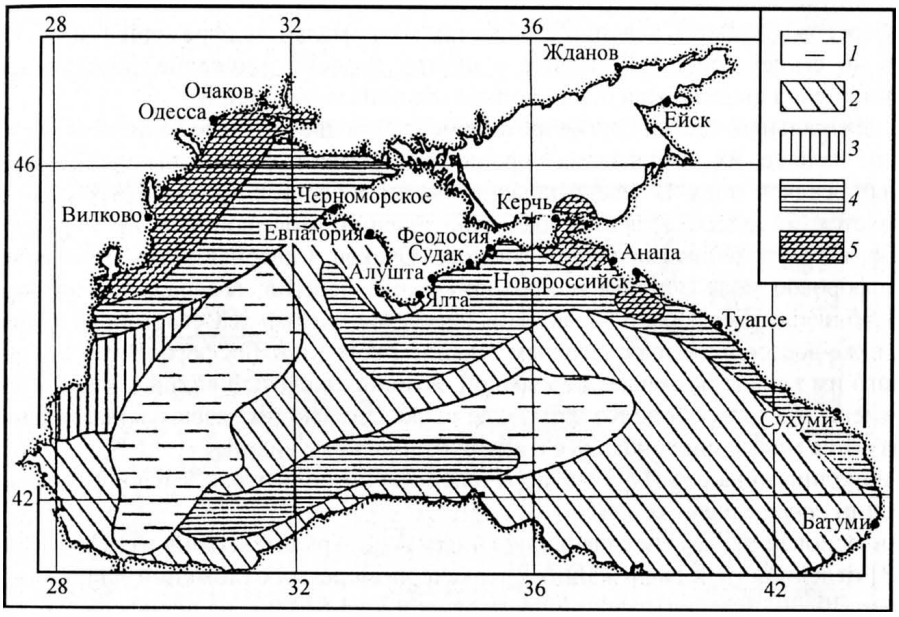


Рис. 5.3. Распределение средней биомассы (мг/м^3) фитопланктона в Черном море [Иванов, 1965; 1967; Кондратьева, Белогорская, 1961]

1 – > 100; 2 – 100–150; 3 – 150–200; 4 – 200–400; 5 – > 400

Фация ракушечников представлена обломками раковин устриц (Ostrea taurica), раковинами моллюсков Mytilus, Cardium, Pecten, Venerupis, Venus и др., а также полихетами, асцидиями, губками, мшанками. Она переходит в биоценоз мидий, простирающийся до глубин 50–60 м.

Биоценоз филлофорового поля Зернова включает обширные заросли водоросли Phyllophora (Ph. nervosa, Ph. rubens, Ph. brodiaei) с водорослями цистозира, ульва, кладофора и др. С ними ассоциируют мшанки, губки, актинии, немертины, балянусы.

Эта своеобразная фация, представляющая одно из самых больших в мире скоплений подводных зарослей, занимает центральную часть Украинского шельфа на глубинах 30–65 м.

Наконец, самую глубокую зону дна Черного моря занимают участки глинистого ила заселенные моллюсками Modiola phaseolina, Cardium simile, Abra abra и др. Еще мористее, в пределах глубин 150–200 м, начинается область сероводородного заражения и донная жизнь повсеместно прекращается. Очевидно, что распространение донной жизни в Черном море совпадает с распространением кислорода и зоной максимальной гидродинамической активности вод.

Гидродинамика водоема и распространение современных осадков

Система поверхностных течений в Черном море, по данным Н.М. Книпповича [1932], Ж. Неймана [Neumann, 1942], Н.Ф. Чередилова [1967], представляет гигантский циклонический круговорот, прослеживающийся вдоль южных и северных берегов. Скорость течения в областях максимальных перемещений достигает 20–40 см/сек (рис. 5.4). Ближе к центру водоема движение замедляется, и внутри кольца выделяются более мелкие циклональные вихри.

В центральных частях круговорота намечаются две крупные халистазы. Как мы увидим дальше, их локализация хорошо отражается в фациальных особенностях донных осадков моря. В северо-западной части, у берегов Крыма, круговорот раздваивается; от него отделяются две ветви течений, вторгающихся на Украинский шельф, в треугольник Евпатория–Вилково–Очаков. Северная ветвь ограничивает филлофоровое поле Зернова и проходит вдоль берегов, возвращаясь на «круги своя» вблизи от Босфора. Южная ветвь пересекает шельф от Севастополя к Вилково и тоже воссоединяется с главным течением вблизи от Босфора. Внутри образованного им кольца возникает небольшой антициклональный вихрь. Сходные явления имеют место в районе Колхиды, где также происходит разветвление течений и образуются малые циклональные и антициклональные вихри.

Гидродинамика вод Черного моря в первую очередь отражается в фациальном строении *современных* осадков.

На основании фаунистических данных А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов [1938] отделили от нижележащих древнечерноморских отложений пласт мощностью от 20–30 см в центральной части моря и до 1,5–2,0 м на периферии и условно отнесли его к осадкам плиоцен-четвертичного времени. Позднее в работах А. Росса и Е.Т. Дегенса [Ross, Degens, 1974] с помощью радиоуглеродного метода было установлено, что этот пласт сформировался за последние 3000 лет.

Фациальные особенности строения современных отложений Черного моря были отражены на карте А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1938], которая позднее была модернизирована в работе К.М. Шимкуса и Е.С. Тримониса [Shimkus, Trimonis, 1974]; она приведена на рис. 5.5.

При рассмотрении карты прежде всего обращает на себя внимание удивительное совпадение конфигурации границ (см. рис. 5.5) с направлениями циркулярных течений (см. рис.5.4). Действительно, прибрежные участки дна Черного моря повсеместно, и особенно в северо-западной шельфовой части, заняты илами, содержащими значительное количество грубых фракций и карбонатов; к ним

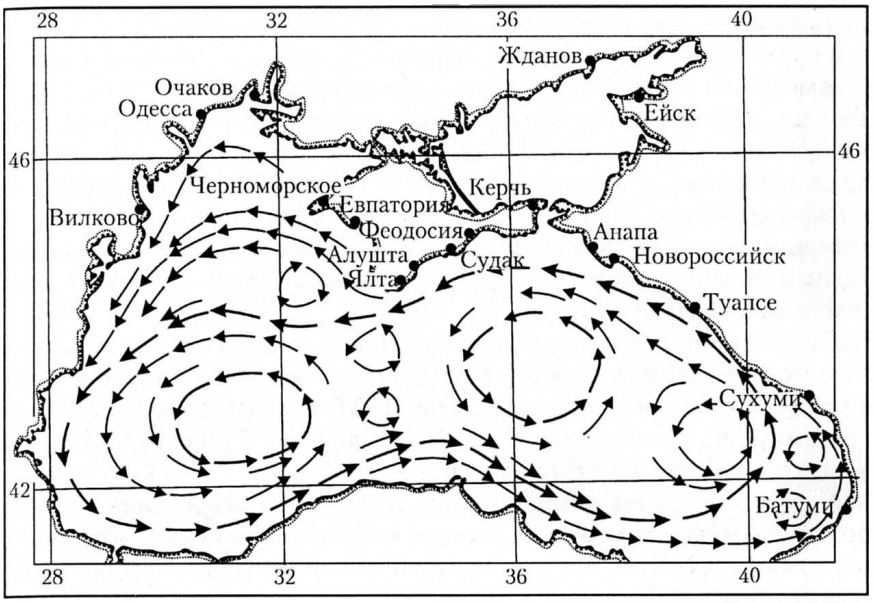


Рис. 5.4. Схема поверхностных течений в Черном море [Neumann, 1942]

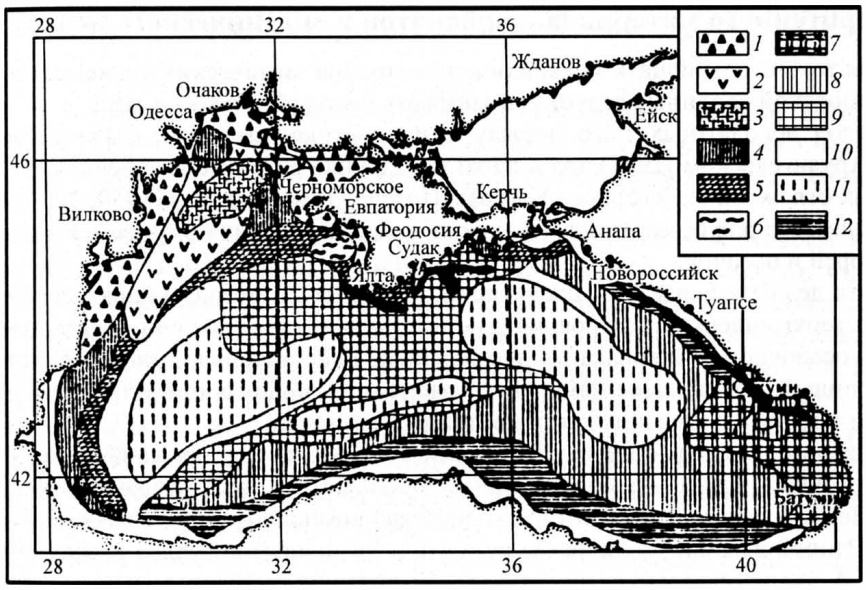


Рис. 5.5. Типы современных осадков Черного моря [Shimkus, Trimonis, 1974]
1–6 – осадки малых глубин: 1 – органогенные и обломочные грубозернистые пески, 2 – ракушечники, 3 – осадки, покрытые водорослью филлофорой («филлофорное поле»), 4 – органогенно-терригенные мидиевые илы, 5 – фазеолиновые илы, 6 – зона железо-марганцевых конкреций; 7–12 – глубоководные осадки: 7 – терригенные бескарбонатные осадки, 8 – органогенно-терригенные илы, 9 – тонкодисперсные илы, 10 – тонкодисперсные кокколитовые илы, 11 – кокколитовые илы, обогащенные органикой, 12 – осадки с преобладанием органогенно-терригенной фракции

принадлежат пески, ракушечники, мидиевые и фазеолиновые илы (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7). Они образуют своеобразное кольцо, внутри которого располагаются более глубоководные фации. К ним принадлежат осадки пяти типов (8, 9, 10, 11, 12).

Наиболее глубоководные части Черноморской впадины заполняют чистые карбонатные илы (30–60% $CaCO_3$), состоящие из раковинок кокколитофорид с некоторой примесью органического вещества (1–5%); иногда содержание карбонатов и органики в них возрастает и появляется тонкая микрослоистость (10, 11). В периферических частях впадин и на континентальных склонах широко развиты карбонатные тонкослоистые илы, содержащие массу слойков терригенного или пелитового материала (8, 9, 12).

Черной заливкой на карте показаны те места, где современные осадки отсутствуют; здесь в узкой полосе вдоль Крымского полуострова и Кавказского побережья во время знаменитого землетрясения 1927 года подводные оползни сорвали и уничтожили огромную массу илов, сгрудившихся у основания континентального склона в виде перемятой массы.

Таким образом, анализ литолого-фациальной карты современных отложений Черного моря позволяет придти к выводу, что огромную роль в осадконакоплении последних трех тысяч лет играли терригенный материал, карбонаты и органическое вещество.

Метод абсолютных масс и поведение «разбавителей» – терригенного материала, карбонатов и органического вещества

Для того чтобы понять механизм концентрации химических элементов на дне черноморской впадины следует использовать метод абсолютных масс.

Метод абсолютных масс, наряду с процентным методом, был предложен А.Д. Архангельским [1927] для оценки поведения органического вещества в третичных отложениях Северного Кавказа. Позднее Н.М. Страхов [1950; 1954; 1976] применил его для объяснения механизма осадконакопления в современных осадках морей и океанов.

Суть дела заключается в следующем. Процентный метод, широко используемый в геохимических построениях, не всегда дает объективную оценку поступления осадочного материала на дно водоема. Действительно, он позволяет оценить лишь относительное изменение содержаний данного компонента и не учитывает при этом поведение компонентов-разбавителей.

Поясним это следующим примером. Если процентное содержание компонента «X» в точке А будет меньше, а в точке В больше, это имеет двоякое истолкование. Первый вариант: абсолютное количество компонента «X» в точке В возрастает. Второй вариант: количество остальных компонентов осадка разбавителей в точке А увеличивается, а это приводит к падению относительных содержаний компонента «X». Выход из сложившейся неопределенности можно найти, если представить распределение компонента «X» на дне водоема не в процентах, а в абсолютных массах, т.е. выразить его в граммах на $см^2$ осадка.

Обычно в таких пересчетах учитывается мощность накопившегося осадка (h), процентное содержание исследуемого компонента (p) и объемный вес сухого осадка (v). Тогда на каждой станции наблюдения можно рассчитать абсолютные массы компонента «X» в накопившемся осадке по формуле: $m=h \cdot p \cdot v$. Именно таким

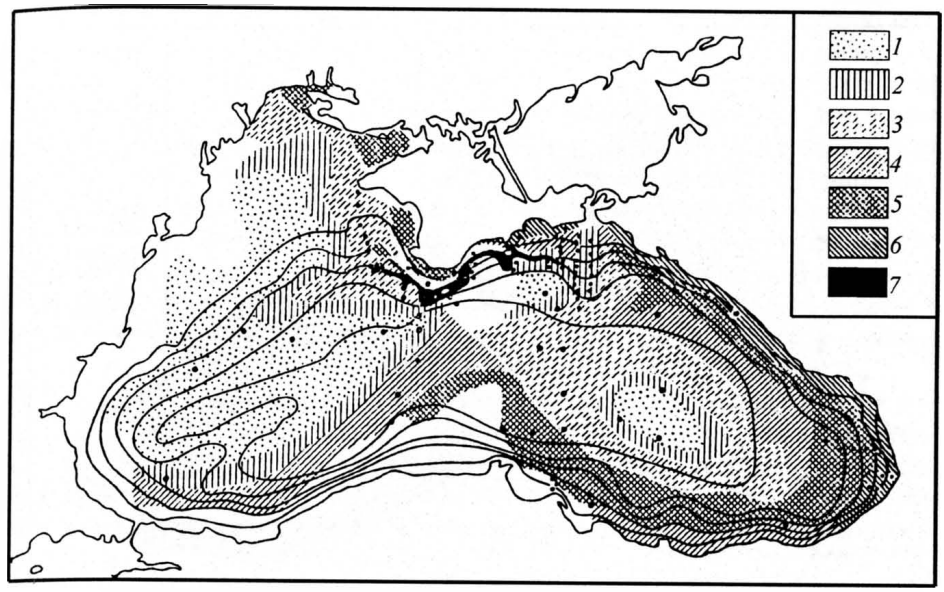


Рис. 5.6. Распределение абсолютных масс терригенного материала, осевшего за современную стадию истории Черного моря (в г/см^2) [Страхов, 1976]
1 – 0–10; 2 – 10–20; 3 – 20–50; 4 – 50–100; 5 – 100–200; 6 – > 200; 7 – области отсутствия современных осадков. Точки – станции наблюдения

образом с учетом карты равных мощностей современных осадков Н.М. Страховым [1954] были составлены карты абсолютных масс терригенного материала (рис. 5.6), карта абсолютных масс $CaCO_3$ (рис. 5.7) и карта распределения органического вещества в осадках Черного моря (рис. 5.8).

Рассмотрение этих карт приводит к выводу об удивительном сходстве в поведении всех трех компонентов. Их максимальные абсолютные массы концентрируются у берегов восточной части водоема, а минимальные – располагаются в центральных частях моря. Более того, все три карты замечательно согласуются с картой гидродинамики Черноморского водоема, приведенной на рис. 5.4. Круговым циклоническим течениям соответствуют максимальные абсолютные массы у мелководья, а халистазам – минимальные в центральных частях водоема. Из этого следует главный вывод: именно гидродинамические движения верхнего, наиболее активного слоя воды, определяет накопление наиболее распространенных компонентов осадка на дне Черного моря.

Этот вывод особенно интересен в отношении органического вещества, которое в Черном море в основном имеет планктогенно-бактериальное происхождение. Как это было показано на рис. 5.3, максимальная продуктивность фитопланктона (и биоса вообще) четко локализуется в приповерхностных водах северо-западной части моря. Между тем, на карте абсолютных масс органического вещества (см. рис. 5.8) однозначно показано, что окончательно захоронение его происходит в юго-восточной части моря, как в сфере влияния циркулярных течений, так и в халистазе. Таким образом, течения в Черном море производят огромную работу по перераспределению и захоронению планктогенной органики.

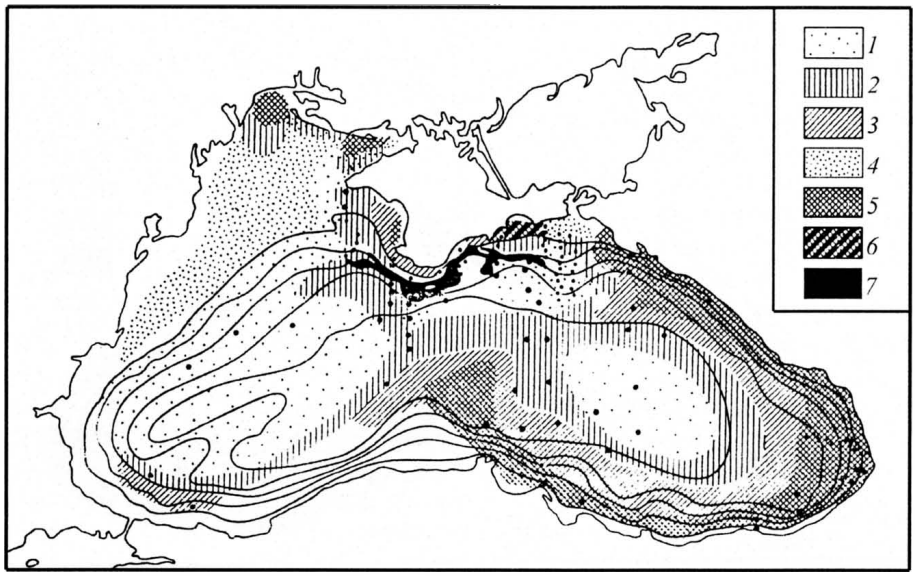


Рис. 5.7. Распределение абсолютных масс $CaCO_3$, отложенных за современную стадию истории Черного моря (в г/см^3) [Страхов, 1976]

1 – 1–10; 2 – 10–20; 3 – 20–30; 4 – ракушняки; 5 – 30–50; 6 – > 50; 7 – область отсутствия современных осадков. Точки – станции наблюдения

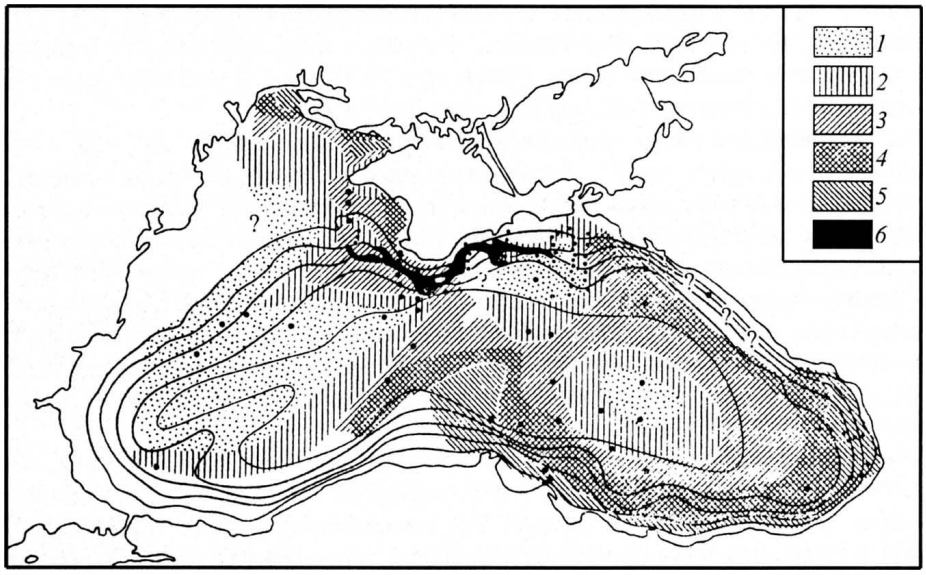


Рис. 5.8. Распределение органического вещества, отложенного за современную стадию истории Черного моря (в г/см^2) [Страхов, 1976]

1 – < 0,6; 2 – 0,6–1,0; 3 – 1,0–2,0; 4 – 2,0–4; 5 – > 4,0; 6 – область отсутствия современных осадков. Точки – станции наблюдения

При более детальном сравнении карт абсолютных масс также хорошо видно, что распределение карбонатов и органического вещества не совсем точно совпадает с распределением терригенного материала, а отчетливо сдвинуто по сравнению с ним в область халистаз. Совершенно очевидно, что относительное накопление карбонатов в центральных частях водоема, высокие содержания $CaCO_3$ в современных осадках (до 60–70%) и их биогенное, точнее планктогенное происхождение, доказанное электронномикроскопическими наблюдениями Д. Бактри с соавторами [1970] делает их наиболее распространенным компонентом-разбавителем. Поэтому при анализе поведения различных элементов-примесей в современных осадках Черного моря был использован сокращенный вариант метода абсолютных масс, и все данные, выраженные в процентах, были пересчитаны Н.М. Страховым с соавторами [1971] на бескарбонатное вещество.

Процентное содержание химического элемента обычно рассчитывается по отношению ко всей массе осадка, включающей терригенную и биохемогенную его части; бескарбонатная часть осадка оценивается по формуле: 100% – % содержания карбонатного материала (к). Тогда процентное содержание интересующего нас элемента в бескарбонатном веществе (х) легко определить по уравнению:

$$x = \frac{\%\ \text{содержание химического элемента} \cdot (100 - к)}{100}$$

Поведение химических элементов в современных осадках и их связь с минеральными формами нахождения

Пересчеты и построение соответствующих карт показали, что среди 22 исследованных элементов можно выделить три различные группы: 1) элементы-гидролизаты, в которую входят Zr, Cr, Ti, V, Ge, Ga и др.; 2) элементы группы органического вещества – $C_{орг}$, Fe, Mn, P, Cu, Mo, Se, U, Ni, Co, Au и др.; 3) Pb и Zn.

Первая группа химических элементов во многом сходна с распределением терригенного материала (см. рис. 5.6). Они накапливаются в периферических частях Черноморского водоема и практически не концентрируются в халистазах. Изучение взвесей черноморских рек, проведенное М.А. Глаголевой [1959], показало, что обычно эти химические элементы мигрируют в составе грубых взвесей, причем цирконий тяготеет к песчаным фракциям, а Cr, V и Ti – к алевритовым.

Любопытно, что распределение этих химических элементов на площади водоема (рис. 5.9) тесно связано с петрографическим составом питающих областей. Так, например, цирконий отчетливо концентрируется вдоль северного побережья, заметно тяготея к осадкам Русской платформы. Наоборот, хром и титан образуют максимумы в южной части акватории, преимущественно накапливаясь у Анатолийского побережья и лишь отчасти обогащая северные области. Такое поведение элементов первой группы отражает их связь с определенными минералами-носителями. Циркония – с цирконием, хрома – с хромпикотитом и хромитом, титана – с титаномагнетитом, рутилом, анатазом, брукитом, ванадия – с титаномагнетитом.

Здесь было бы уместным напомнить, что исследования, проведенные Г.Ю. Бутузовой [1971] в современных осадках Черного моря позволили выделить четыре терригенно-минералогические провинции (рис. 5.10). Западная провинция, расположенная в Прибосфорской части бассейна, характеризуется широким

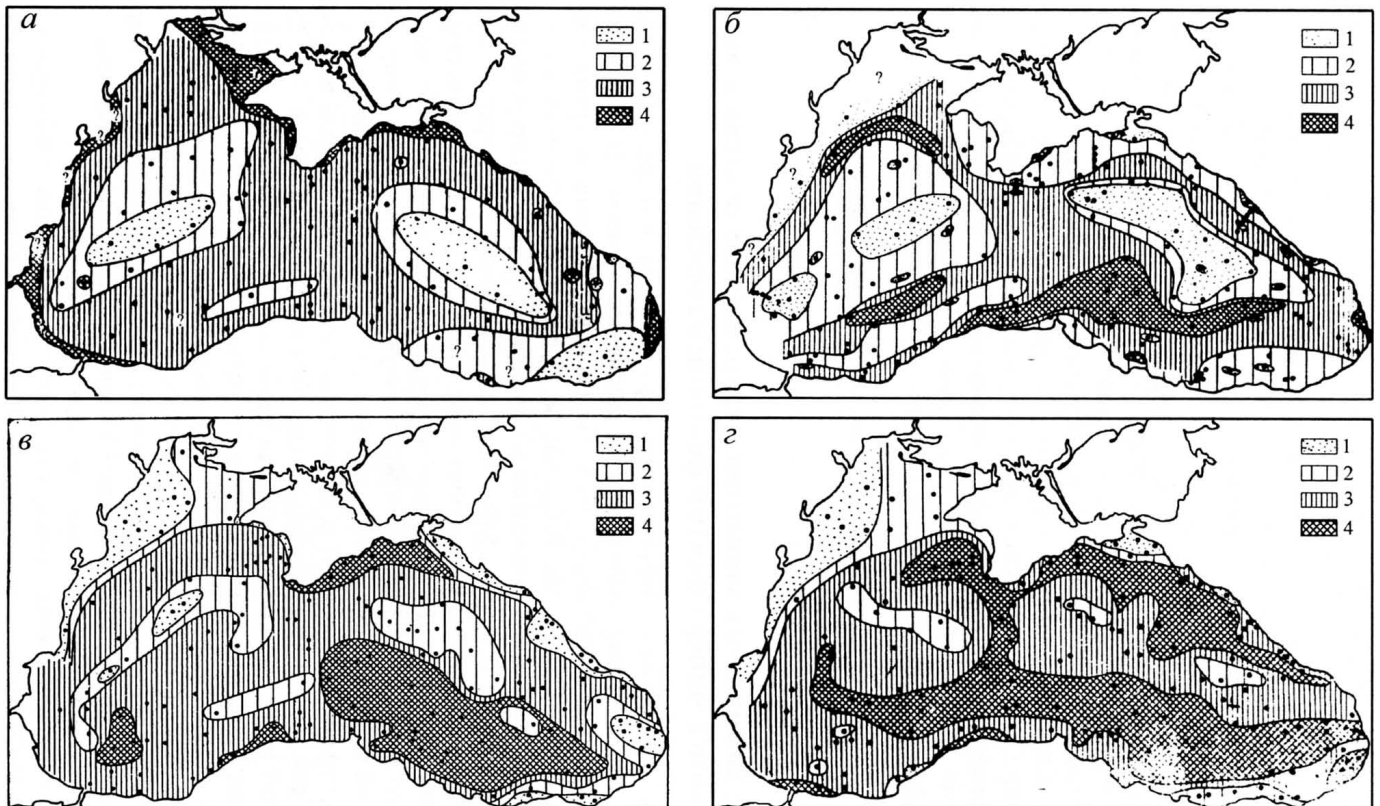


Рис. 5.9. Закономерности распределения циркония, титана, хрома и ванадия в осадках Черного моря (в пересчете на бескарбонатное вещество) [Страхов и др., 1971]

а – ZrO_2 (в %): 1 – < 0,016; 2 – 0,016–0,020; 3 – 0,020–0,030; 4 – > 0,030; *б* – TiO_2 (в %): 1 – < 0,7; 2 – 0,7–0,8; 3 – 0,8–0,9; 4 – > 0,9; *в* – Cr (в 10^{-4} %): 1 – < 40; 2 – 40–80; 3 – 80–120; 4 – > 120; *г* – V (10^{-4}%): 1 – < 40; 2 – 40–80; 3 – 80–120; 4 – > 120. Точки – станции наблюдения

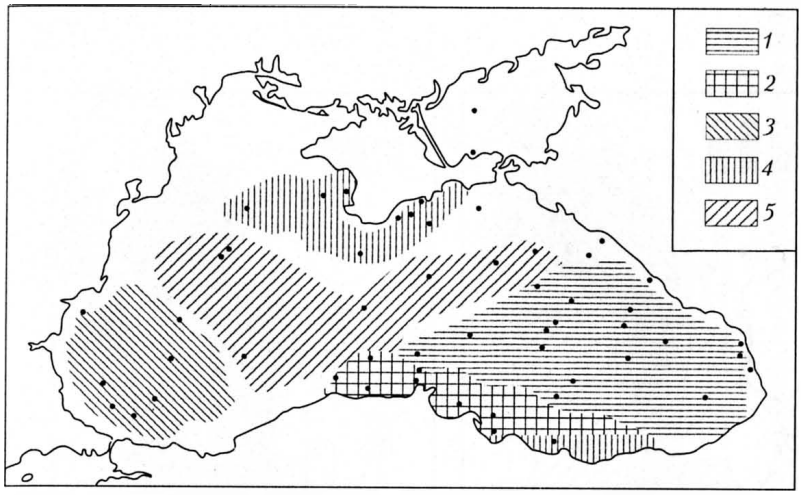


Рис. 5.10. Терригенно-минералогические провинции Черного моря [Бутузова, 1971]
1 – восток-юго-восточная; 2 – южная часть восток-юго-восточной провинции, максимально обогащенная пирокластическим материалом; 3 – западная; 4 – северная; 5 – центральная. Точки – станции наблюдения.

развитием граната, эпидота, турмалина, амфибола, реже – гиперстена, ставролита, рутила. Северная провинция, прилегающая к берегам Крымского полуострова, отличается присутствием циркона, а также ставролита, дистена и силлиманита; она явно формировалась под влиянием стока рек Русской платформы. Южная провинция, вытянутая вдоль берегов Анатолии, отличается широким развитием обломков эффузивных пород, пирокластики и вулканического стекла. Среди минералов тяжелой фракции преобладают пироксены (авгит, диопсид), амфиболы, апатит и циркон. Наконец, восточная провинция, связанная со стоком рек Кавказского побережья, характеризуется распространением пироксенов (авгит, диопсид), эпидота, амфиболов (роговая обманка), хлоритов. В центральных частях Черного моря состав минералов отражает интенсивные процессы смешивания. Очевидно, что терригенная минералогия в значительной мере контролирует поведение элементов-гидролизатов на площади.

Существенно по-другому распределяются в современных осадках Черного моря химические элементы второй группы (рис. 5.11, 5.12). Их максимальные содержания отчетливо тяготеют к халистатическим, затишным участкам водоема; по направлению к берегам содержания обычно падают и, таким образом, они являют почти полное зеркальное отражение распределения элементов-гидролизатов.

Причина различного поведения химических элементов вскрывается, если попытаться вслед за Ж. Мюллером и П. Стоффером [Muller, Stoffers, 1974] разделить современные осадки на различные гранулометрические фракции и раздельно проследить их поведение на площади исследуемого бассейна (рис. 5.13). Очевидно, что распределение химических элементов группы гидролизатов полностью определяется поведением грубых фракций размером 6,3–63 мкм (рис. 5.13 *в,г*), а поведение элементов группы органики, в частности железа, соответствует локализации тонких фракций размером от 6,3 до <2 мкм (рис. 5.13 *а,б*).

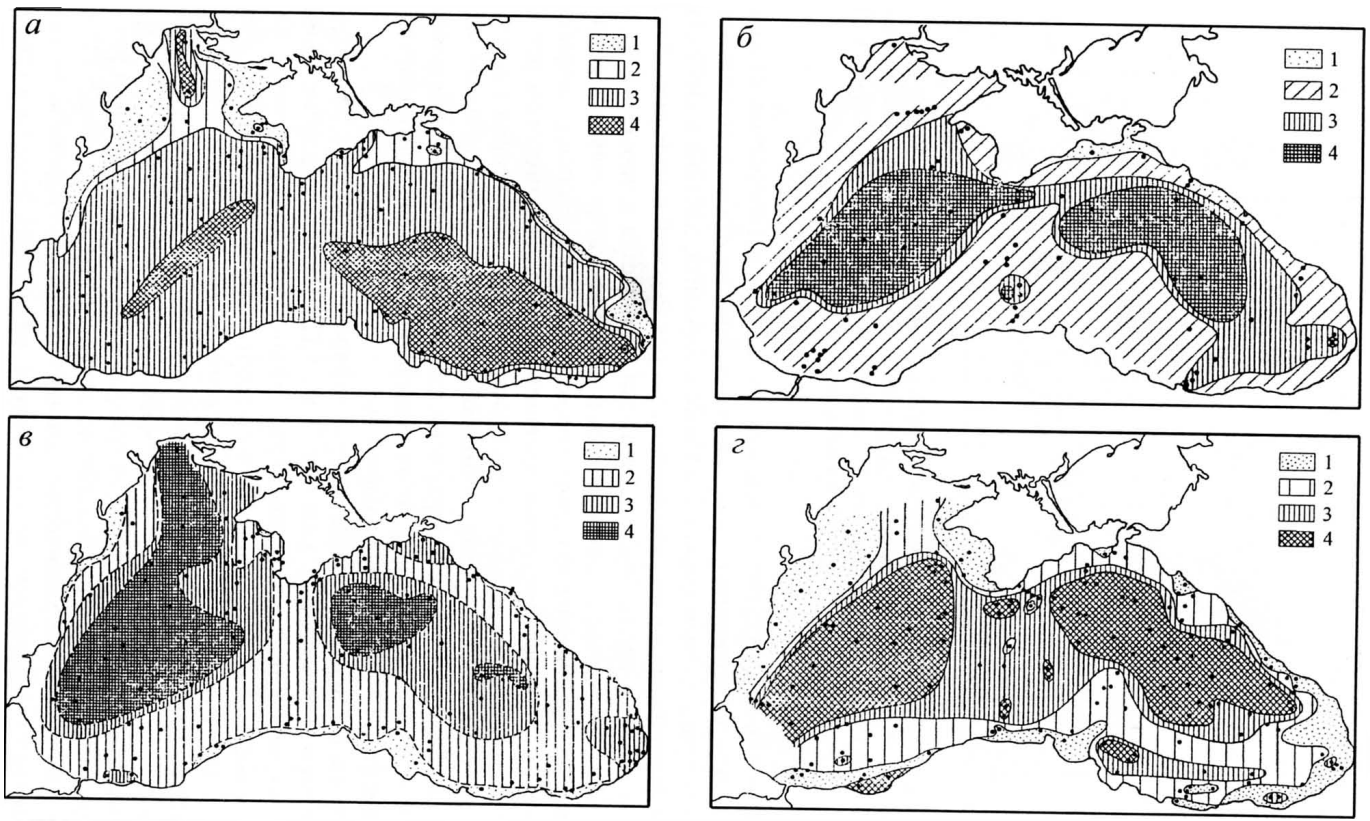


Рис. 5.11. Распределение железа, урана, фосфора и молибдена в осадках Черного моря на бескарбонатное вещество [Страхов и др., 1971]
а – Fe (%): 1 – < 3; 2 – 3–4; 3 – 4–5; 4 – > 5; *б* – U (10^{-4}%): 1 – < 1; 2 – 1–5; 3 – 5–10; 4 –> 10; *в* – P (%): 1 – < 0,04; 2 – 0,04–0,07; 3 – 0,07–0,1; 4 – > 0,1; *г* – MoO_3 (10^{-4}%): 1 – < 10; 2 – 10–30; 3 – 30–50; 4 – > 50

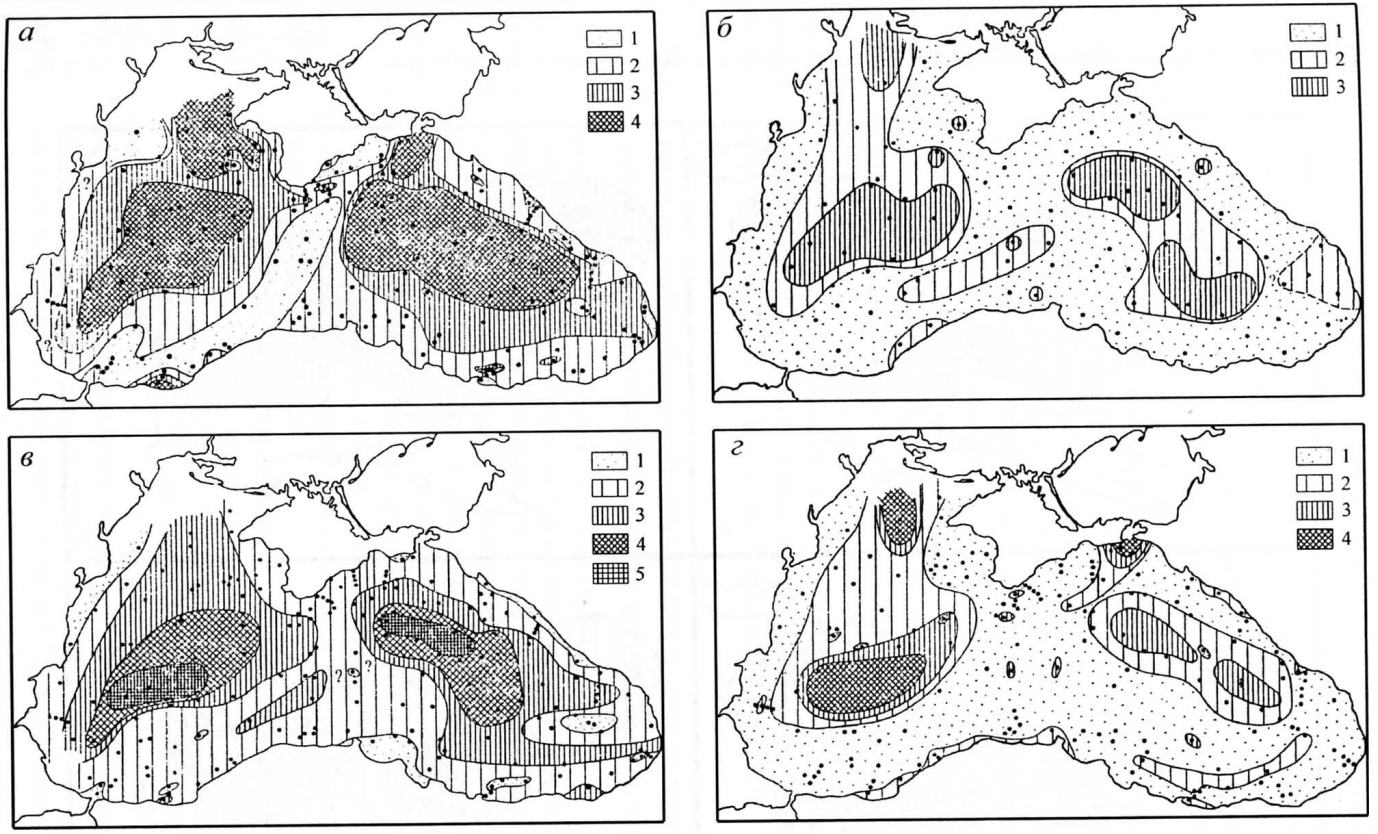


Рис. 5.12. Распределение мышьяка, меди, селена и вольфрама в осадках Черного моря (в пересчете на бескарбонатное вещество) [Страхов и др., 1971]

а – As_2O_3 (10^{-4} %): 1 – <15; 2 – 15–20; 3 – 20–25; 4 – > 25; *б* – Cu (10^{-4} %): 1 – < 100; 2 – 100 –160; 3 – > 160; *в* – SeO_2 (10^{-4} %): 1 – < 0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – 1–5; 4 – 5–10; 5 – > 10; *г* – WO_3(10^{-4} %): 1 – < 100; 2 – 100–200; 3 – 200–300; 4 – > 300

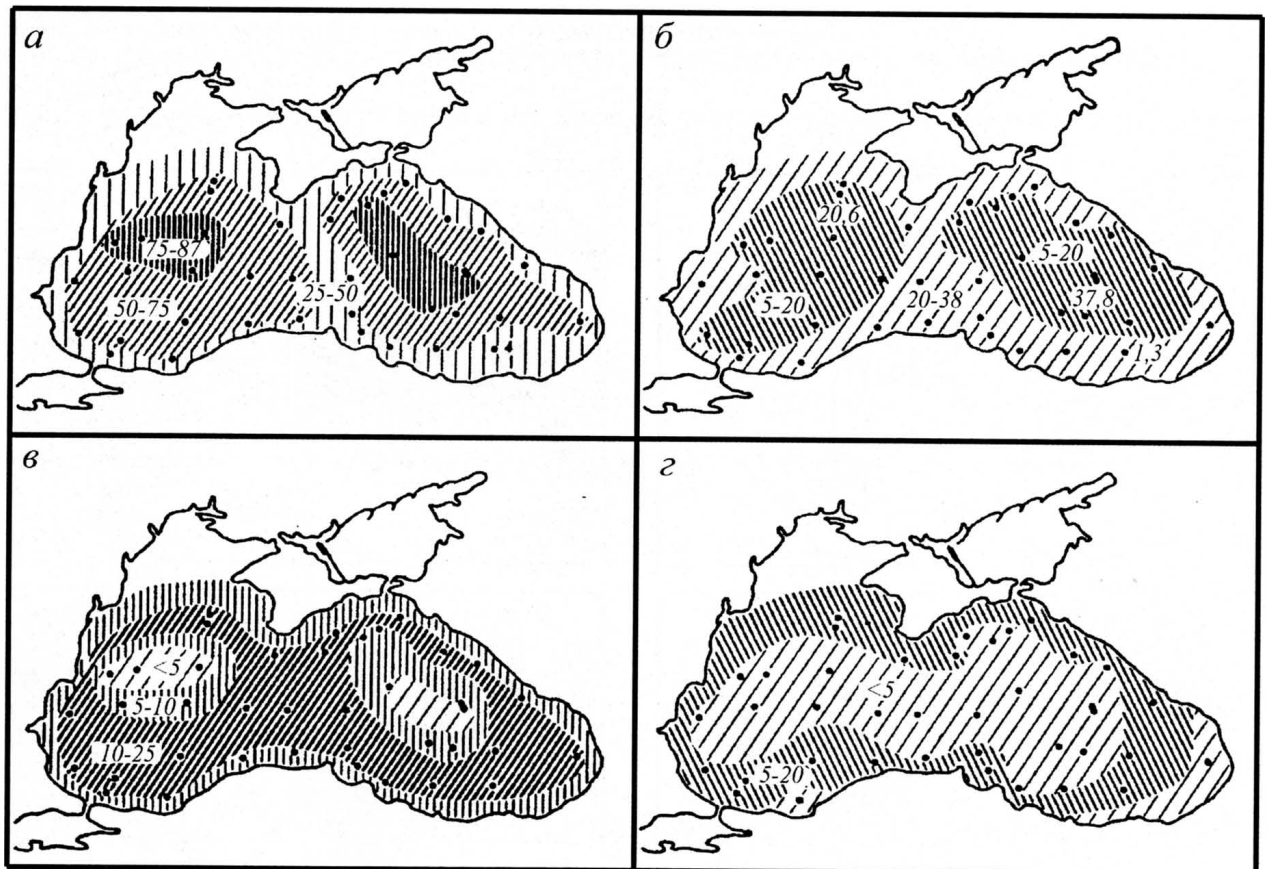


Рис. 5.13. Распределение гранулометрических фракций (в мкм) в современных осадках Черного моря [Muller, Stoffers, 1974]
а – <2; *б* – 2–6,3; *в* – 6,3–20; *г* – >20

Следует подчеркнуть, что в тех случаях, когда элементы группы органического вещества мигрируют в речных водах в виде тонкой взвеси они локализуются в конечном водоеме стока в зоне пелитовой фракции. Однако аналогичным образом они ведут себя и при миграции в форме истинных и коллоидных растворов; под действием химических и биохимических процессов осаждения они образуют тонкую химическую взвесь, смешивающуюся с механически привнесенным материалом. Все эти, на первый взгляд, очень пестрые процессы направлены на одно – эти элементы захороняются преимущественно в затишных участках и тесно ассоциируются с органическим веществом.

Третью группу химических элементов составляют Pb и Zn. Их распределение в современных осадках не похоже ни на скопление элементов-гидролизатов, ни на нахождение элементов группы органического вещества (рис. 5.14). Они образуют на площади бассейна вытянутые полосы, пересекающие области циркулярных течений и халистаз. Вполне вероятно, что их локализация контролируется глубинными разломами, хотя это предположение требует более строго обоснования.

В целом, если ограничиться рассмотрением поведения двух первых групп химических элементов, можно утверждать, что их распределение в черноморских осадках контролируется двумя факторами: формами их миграции в речном стоке и гидродинамическим режимом поверхностной массы морской воды. Как это в свое время подчеркнул Н.М. Страхов: «... два циклонических кольца течений и отвечающие им халистазы запечатлелись на картах с чрезвычайной ясностью, хотя прямо противоположно у I и II групп» [Страхов, 1976, с. 267].

Устойчивость магматических минералов в зоне выветривания и ее влияние на химический состав современных осадков

Любопытно, что выделение двух главных групп химических элементов, поразному локализующихся в гранулометрическом спектре осадков и в связи с этим формирующих разные максимумы на площади конечных водоемов стока, характерно, по-видимому, не только для Черного моря.

Исследования, проведенные Н.М. Страховым и И.Л. Нестеровой [1968] в современных осадках Охотского моря, показали, что здесь тоже выявляются две группы химических элементов. Первая группа включает элементы-гидролизаты, в которую входят Fe, Ti, V,Cr, а вторая представлена P, W, Cu, Ni, Mn, Mo, Co. Первая группа тяготеет к грубозернистым осадкам, а вторая – к пелитовым, глинистым разностям.

Сходные результаты дали геохимические исследования современных осадков Каспийского моря. Они были опубликованы в монографии В.Н. Холодова с соавторами [1989] и показали, что здесь тоже прослеживаются две группы химических элементов, хотя резких границ между ними не устанавливается. Элементы-гидролизаты, включающие Zr, Cr, Ti, V и Ge, концентрируются в песчано-алевролитовых осадках, но нередко присутствуют и в тонкозернистых илах халистаз.

Менее четко обособляются разные группы химических элементов в Аральском море. По данным Ю.П. Хрусталева с соавторами [1977], в современных отложениях этого моря в песчано-алевритовых осадках четко и постоянно фиксируются Zr и Ge; что же касается V, Cr и Ti, то эти элементы здесь тяготеют к пелитам и концентрируются вместе с P, Mn, Pb, Co и другими элементами группы органического ве-

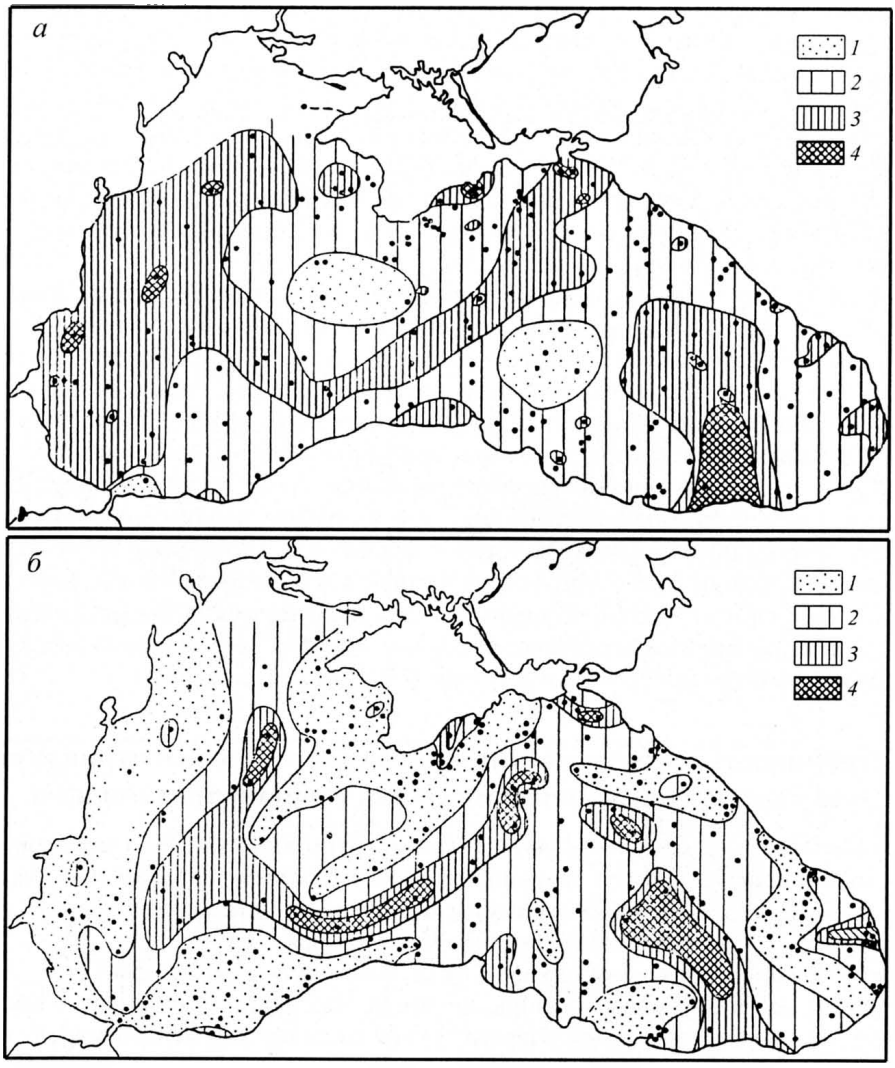


Рис. 5.14. Распределение свинца и цинка в осадках Черного моря (в пересчете на бескарбонатное вещество [Страхов и др., 1971]
а – Pb (10^{-4} %): 1 – < 20; 2 – 20–40; 3 – 40–60; 4 – > 60; *б* – Zn (10^{-4} %): 1 – < 100; 2 – 100– 200; 3 – 200–300; 4 – > 300

щества. Возможно, это обстоятельство связано с первичным составом глинистых илов, накапливающихся вдоль северного побережья этого водоема.

Причины столь контрастного поведения химических элементов в морских и озерных конечных водоемах стока помогают понять данные, приведенные в таблице 13. В ней минералы магматических и метаморфических пород, вслед за А.А. Кухаренко [1961], разделены на группы различной устойчивости в области гипергенного выветривания. Различаются минералы весьма устойчивые, устойчи-

Таблица 13. Распределение химических элементов в минералах различной устойчивости к выветриванию

Относительная устойчивость минералов	Минералы	Формула минерала [Бетехтин, 1950]	Zr	Cr	Ti	V	Ge	Fe	Mn	P	Ni	Co	Cu	Ga	Mo	Pb	Zn	U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Весьма устойчивые	Циркон	$ZrSiO_4$	•				•	•		•					•			●
	Шпинель	$MgAl_2O_4$		●					•		•		•	•			•	
	Рутил	TiO_2		•	●	●		•										
	Лейкоксен	TiO_2			●													
	Анатаз	TiO_2			●													
	Брукит	TiO_2			●													
	Турмалин	$(NaCa)(MgAl)_6[Si_6Al_3B_3(O, OH)_3]$		•	•	•	●	•	•	•			•	•				
	Топаз	$Al_2[SiO_4][F,OH]_3$			•		●	•										
	Лимонит	$HFeO_2 \cdot aq$						●				•						
	Гематит	Fe_2O_3						●				•						
	Хромшпинелиды	$(Mg, Fe)(Cr, Al, Fe)_2O_4$																
Устойчивые	Андалузит	$Al_2[SiO_4]O$																
	Монацит	$(Ce, La \ldots)PO_4$								●								●
	Ксенотим	IPO_4								●								●
	Ильменит	$FeTiO_3$	•		●			●	•									
	Дистен	$Al_2[AlSiO_4]O$		•	•			•										
	Силлиманит	$Al[AlSiO_5]$						•										
	Сфен	$CaTi[SiO_4]O$	•	•	●	•			•					•	•			●
	Титаномагнетит	$FeFe_2O_4(TiO_2)$	•		●	●		●			•			●	●			
	Магнетит	$FeFe_2O_4$	•			●	●	●	•		•			●	●	●		•
	Гранат альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$						●	•									

Окончание таблицы 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Умеренно устойчивые	Ставролит	$FeAl_4[SiO_4]_2O_2[OH]_2$						●										
	Хлоритоид	$Fe_3Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_4$		•				•	•			●						
	Эпидот	$Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$		•				•										●
	Актинолит	$Ca_2[Mg, Fe]_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$						•	•									
	Диопсид	$CaMg[Si_2O_6]$		•	•	•		•	•		•							
	Ортит	$(Ca,Ce)_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}[O, OH]$						•	•					•				
	Гранатгроссуляр	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$					•							•				•
	Гранатандрадит	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$			•		•	●						•				•
	Апатит	$Ca_5(PO_4)_3F$; $Ca_3(PO_4)_3Cl$		•					•	●	•					•	•	●
Неустойчивые	Роговая обманка	$Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe)[Si, Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$		•	•	•		•								•		
	Биотит	$K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$		•	•	•		•										•
	Авгит	$Ca(Mg, Fe, Al)[Si, Al)_2O_6$		•	•	•		•	•					•	•	•		
	Щелочные амфиболы	$Na_2(Mg, Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH, I)_2$	•					•			●	●			•	•		
	Ромбические пироксены	$Mg[Si_2O_6](Mg, Fe_2)[SiO_2O_6]_3$			•	•		•	●						•	•		●
	Эгирин	$Na, Fe[Si_2O_6]$	•		•	•		●	•		●			•	•	•		
	Оливин	$(Mg, Fe_2)_2SiO_4$		•	•		•	●	•		●	●			●	•	•	
	Полевые шпаты	$Na[AlSi_3O_8]$; $K[AlSi_3O_8]_3$; $Ca[Al_2Si_2O_8]$						•	•					●	●	●		•
	Пирит	FeS_2				•	•	●	•		•	●						
	Халькопирит	$CuFeS_2$				•	•	●					●					
	Галенит	PbS						•	•			•			•	●	•	•
	Сфалерит	ZnS						•	•					•			●	
	Пирротин	$Fe_{1-x}S$						●	•		•	•	•				•	

вые, умеренноустойчивые и неустойчивые в зоне гипергенеза. Характерно, что степень устойчивости минералов, по-видимому, в значительной степени обусловлена энергетикой эндогенного минералообразования и окислительной обстановкой гипергенного выветривания. Из таблицы следует, что самые сложные минералогические постройки эндогенного генезиса интенсивнее всего разрушаются в зоне осадкообразования, что еще подчеркивал Л.В. Пустовалов [1940]. С другой стороны, сульфиды, легко возникающие в восстановительной обстановке эндогенного минералообразования, оказываются самыми неустойчивыми минералами в области кислородного выветривания.

В таблице сделана также попытка связать поведение 16 химических элементов с устойчивостью их минералов-носителей. Для этого использовались работы В.И. Вернадского, В.М. Гольдшмидта [Goldschmidt, 1954, 1958], К. Ранкама, Т. Сахама [Rankama, Sahama, 1950], К. Турекьяна [Turekian, 1969], сборник [Геохимия..., 1966], а также труды А.Е. Ферсмана, Э.Б. Сенделла и С.С. Гольдича, В.Н. Холодова, Л.Ф. Борисенко, Л.В. Пустовалова и др., И.И. Малышева, Х. Дегенхарта, П. Куроды и Э. Сенделла, Р.С. Юнга, Л.В. Таусона и З.В. Студенниковой, В.И. Герасимовского, Л.А. Борисенок, Э. Хейнриха и многих других. Постоянное накопление элемента в минерале выше его кларкового содержания отмечено крупным кружком, периодическое его накопление – точкой.

Анализ таблицы 13 показывает, что цирконий, хром, титан, ванадий и германий чаще всего концентрируются в группе весьма устойчивых и устойчивых минералов. При этом главными носителями циркония являются цирконы, хрома – шпинель и пикотит, титана – рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, ильменит, сфен, титаномагнетиит, ванадия – рутил, титаномагнетит, магнетит, германия – турмалин, топаз и магнетит. Характерно, что химические элементы этой группы обычно не концентрируются в неустойчивых и умеренноустойчивых минералах. Это означает, что разложение таких громоздких кристаллических построек как амфиболы, пироксены, хлоритоиды и др., определяют подвижность лишь небольшой части этих элементов. Их главная масса заключена в устойчивых минералах-носителях и в зоне гипергенеза оказывается под их надежной защитой.

Резко отличается от них поведение другой группы химических элементов, включающей Mn, P, Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn, U. Они иногда концентрируются в устойчивых минералах, но в основном определенно тяготеют к неустойчивым. Благодаря этому их поведение в зоне гипергенеза отличается некоторой двойственностью. Чаще всего при разложении своих минералов-хозяев они легко переходят в раствор и в дальнейшем ведут себя как активные мигранты; однако в некоторых случаях они могут перемещаться под прикрытием своих минералов-хозяев и вести себя подобно элементам первой группы.

Особняком располагается железо. Этот элемент в исходных магматических породах пользуется очень широким распространением, и поэтому его поведение в одних случаях напоминает поведение элементов первой группы, а в других – второй.

Само собой разумеется, что реальные соотношения между взвешенной и растворенной формами миграции в каждом конкретном случае будут варьировать; на них будет влиять состав исходных магматических пород данной провинции, интенсивность их разложения, дальность переноса и повторяемость процессов мобилизации–переотложения, определяющие зрелость материала. Тем не менее важно отметить, что геохимическая характеристика грубых и тонких фракций в значи-

тельной степени бывает унаследована от магматического цикла и отражает общую картину распределения химических элементов в минералах магматических пород.

Сероводородное заражение в Черном море и распределение H_2S в водах и илах

Отличием Черного моря от многих других эпиконтинентальных водоемов мира является присутствие в его водах сероводородного заражения, его *аноксидность* и *анаэробность*.

В подавляющем большинстве современных эпиконтинентальных и краевых морей воды повсеместно содержат растворенный кислород, а окислительно-восстановительная граница примерно совпадает с границей осадок–наддонная вода, чуть-чуть углубляясь в ил [Страхов, 1953; 1960; 1976]. В Черном море окислительно-восстановительная граница выходит за пределы донных илов и поднимается в водную толщу на высоту около 2,0 км.

На диаграмме рис. 5.15 приводится распределение компонентов в вертикальном разрезе вод Черного моря. Хорошо видно, что кислород растворен в морской воде наиболее гидродинамически активного слоя глубиной до 200 м. От этой отметки и вглубь моря появляется и растет содержание растворенного H_2S. По материалам Б.А. Скопинцева [1979], его количество в водах зоны окисления, на глубинах 150–202 м ничтожно и колеблется от 0,08 до 0,83 мг/л. Однако на глубинах 500 м оно быстро возрастает до величины 4,73 мг/л, на глубине 1000 м достигает 6,0 мг/л, а на глубине 1500 м – 8–10 мг/л. Таким образом, сверху вниз содержание сероводорода, растворенного в водах в Черном море, непрерывно возрастает и достигает максимальных значений у границы вода–ил. В иловых вода, по данным И.И. Волкова [1984], содержание сероводорода еще больше увеличивается и обычно колеблется от 8–12 до 100 мг/л. Как это видно на рис. 5.15, одновременно с увеличением растворенного H_2S в водах моря увеличивается общая щелочность (т.е. количество растворенных карбонатов) и содержание растворенного P_2O_5.

Большой интерес представляет собой граница между зоной активного водообмена, в пределах которой господствует растворенный кислород и концентрируется жизнь фитопланктона, и сероводородной застойной зоной, расположенной в нижнем гидрохимическом этаже. Как показал Ю.И. Сорокин [1982], пространственное положение этой окислительно-восстановительной границы тесно связано с гидродинамикой водоема. В халистазах циклонических круговоротов, где давление вод падает, эта граница поднимается до глубин 100–120 м, а в краевых частях водоема она опускается до 200–250 м и глубже.

На окислительно-восстановительном рубеже осуществляются процессы окисления сероводорода, которые, как это показали Ю.И. Сорокин [1982] и И.И. Волков [1984], происходит как микробиологическим, так и химическим путем. Суть этого явления заключается в том, что в результате окисления H_2S образуются сульфаты, растворенные в воде: $H_2S+2O_2=SO_4^{2-}+2H^+$. В этих реакциях принимают участие фотосинтетические анаэробные, пурпурные и зеленые серобактерии, а также тионовые бактерии, использующие реакции окисления нитритов. Если бы окислительные процессы не компенсировались поступлением сероводорода из илов, то интенсивность сероводородного заражения вод падала бы во времени, и в конце концов зона развития H_2S в водах могла бы исчезнуть.

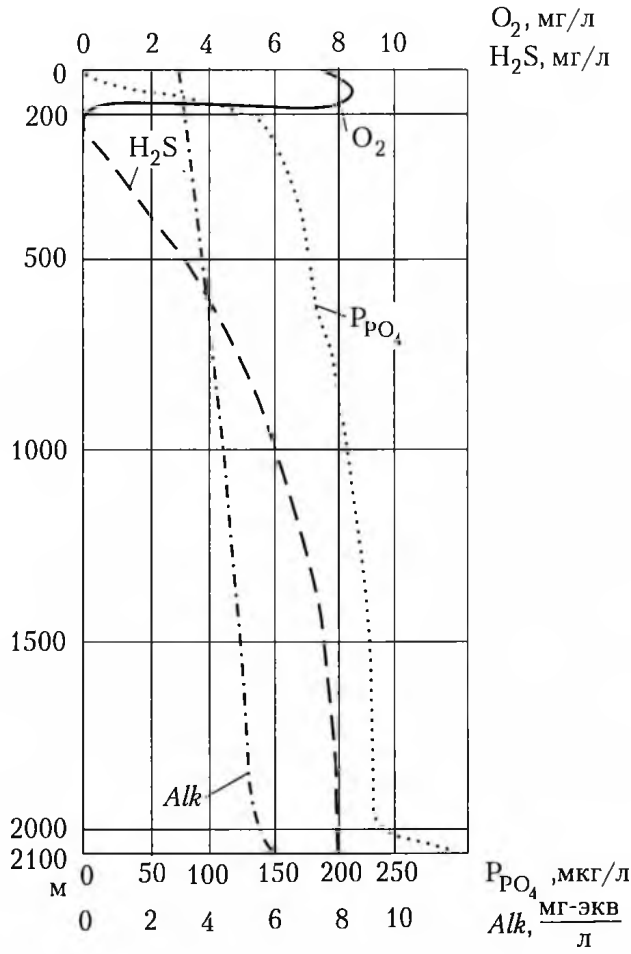


Рис. 5.15. Распределение компонентов в вертикальном разрезе толщи воды Черного моря

O_2 и H_2S, по Б.А. Скопинцеву [1975]; щелочность (*Alk*), по С.В. Бруевичу [1953]; Р, по С.Х. Фонселиусу [Fonselius, 1974]

Однако, наблюдения проведенные в Черном море показывают, что по крайней мере за последние 50 лет ситуация остается стабильной и интенсивность заражения вод не меняется, следовательно сероводород поступает в наддонные воды из подстилающих осадков. Вместе с тем, в последнее время была высказана мысль о том, что по крайней мере часть H_2S рождается в результате деятельности анаэробных сульфатредуцирующих бактерий, развитых в водной массе этого водоема (Ю.А. Сорокин, М.В. Иванов и др.). Следует, однако, отметить, что распределение сероводорода по вертикали заставляет считать генерацию этого газа в водной среде фактором осложняющим, но не первостепенным, и возникновение всего аноксидного бассейна связывать с особенностями его геологической истории.

Развитие черноморского палеоводоема и генезис сероводородного заражения

Последние страницы геологической истории Черного моря были исследованы Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, П.В. Федоровым, М.В. Муратовым, Л.А. Невесской, Д.Д. Квасовым, П.А. Каплиным с соавторами, Э.С. Тримонисом, К.М. Шимкусом, Ю.П. Непрочновым и др.

Наиболее полные стратиграфические данные были получены в 1975 году в результате глубоководного бурения, проведенного с бурового судна «Гломар Челленджер» в центральной части восточной халистазы (скв. 379 и 379А) и юго-западной части моря, прилегающей к проливу Босфор (скв. 380, 380А, 381). В результате были изучены осадочные толщи, залегающие на глубинах от 624,3 м до 1073,5 м от поверхности осадков; они охватывают большой стратиграфический интервал от верхнего миоцена (сармат, меотис) и до позднего плейстоцена (карангат, новоэвксинский горизонт) и голоцена (новоэвксинский, древнечерноморский, современный горизонты).

Как показали исследования Н.И. Андрусова [1925; 1929], А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1932; 1938], Н.М. Страхова [1954; 1971; 1976], наибольший интерес при истолковании происхождения сероводородного заражения Черного моря представляют плейстоцен-четвертичные отложения, с большим перерывом залегающие на терригенно-карбонатных и глинисто-карбонатных карангатских толщах, и представленные тремя горизонтами: новоэвксинским, древнечерноморским и современными осадками.

Новоэвксинский горизонт колеблется в мощности от 0,3–0,4 м на шельфе до 12 м в центральных частях водоема [Degens, Ross, 1972]; его литолого-палеонтологические особенности хорошо видны на карте (рис. 5.16), составленной Н.М. Страховым [1976].

В прибрежных районах этого водоема широко развиты пески и алевролиты, содержащие многочисленные раковины Dreissensia polymorpha, Monodacna pontica, Monodacna colorata и др.; местами они сменяются ракушечниками. Мористее располагаются глинистые осадки с многочисленными Dreissensia pontocaspia и D. rostriformis – типичными формами сильно распресненного палеоводоема. В центральных частях встречены глинистые и глинисто-терригенные илы типа «graded bedding»; в периферических частях в них много пресноводных гастропод рода *Hydrobia*, а в центре изредка встречаются включения тех же гастропод. В новоэвксинских отложениях господствуют окислительные обстановки – повсеместно развиты гидроксиды железа, а в поровых водах определены значения Eh, равные +4 ÷ + 74 мВ [Страхов, 1976].

В целом морфология новоэвксинского моря-озера была в значительной мере сходна с морфологией современного Черного моря, хотя и несколько уступала ему по площади. Имеются все основания считать, что таяние ледников и плювиальные процессы на равнинах Русской платформы обеспечивали поступление в водоем массы воды, которая разбавляла соленые воды и интенсивно сбрасывалась через Босфор в Средиземное море.

Древнечерноморский этап развития бассейна, по данным А.П. Виноградова с соавторами [1962], а также Д. Росса и Е.Т. Дегенса [Ross, Degens, 1974], начался 7000–8000 лет и закончился примерно 3000 лет тому назад. За это время в исследуемом водоеме произошли важные изменения и отложились илы, резко отлича-

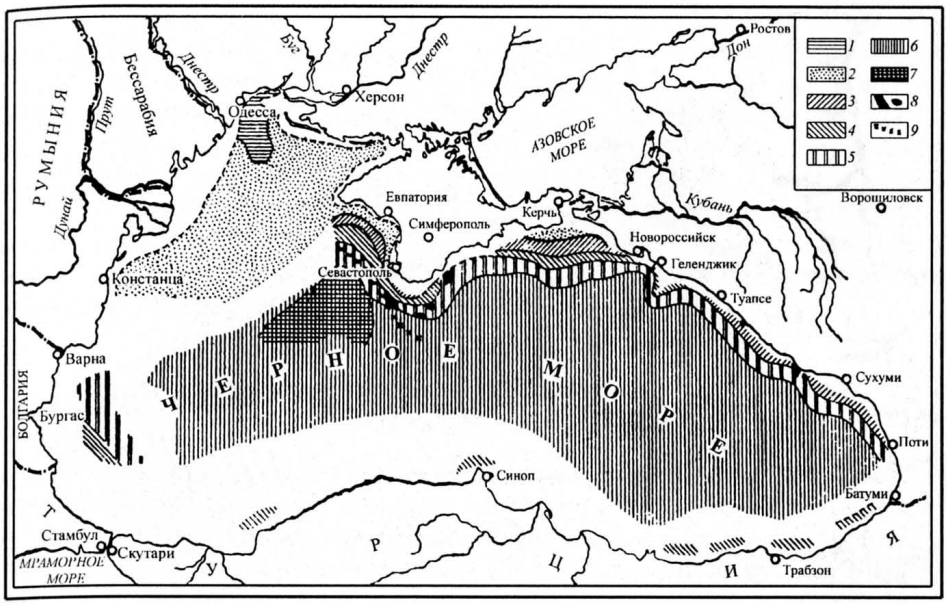


Рис. 5.16. Карта осадков новоэвксинского бассейна [Страхов, 1976]
1 – глины с Monodacna; 2 – пески с Dreissensia polymorpha; 3 – глины с Dr. Pontocfspica; 4 – глины с Dr. rostriformis var. distincta; 5 – глины с гастроподами; 6 – серая глубоководная глина без фауны; 7 – известково-диатомовый ил (прослоями); 8 – области с большим количеством галек; 9 – южная граница распространения галек в глубоководной глине

ющиеся от новоэвксинских, причем мощность их варьировала в пределах 0,35–1,0 м и более. Распространение различных фаций древнечерноморских илов показано на рис. 5.17.Очевидно, что в мелководной зоне в это время широкое распространение получали ракушечники с мидиями; среди моллюсков в грубых осадках преобладают Mytilus galloprovincialis, Cardium edule, Syndesmya avata и разнообразные пелециподы.

В глубоководной зоне развиты черные илы, содержащие большое количество рассеянного органического вещества, переслаивающиеся с серой карбонатной глиной. Характерно полное отсутствие донной фауны. В большом количестве присутствуют разнообразные сульфиды и, в первую очередь, гидротроилит и пирит.

Не вызывает сомнения, что древнечерноморский водоем в отличие от новоэвксинского палеоозера представлял собой типичный сероводородный бассейн, мало отличающийся от современного Черного моря. В нем так же, как это имеет место в черноморском бассейне, наблюдалось сосредоточение более тяжелых соленых вод на глубине, на фоне расслоенности в придонных водах господствовал H_2S, а основным продуцентом органического вещества являлся фитопланктон и бактериальный мир.

Процессы, которые на рубеже 7000–8000 лет привели к изменению газового режима Черного моря, Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов представляли себе так.

В связи с обострением тектонических процессов в восточной части Средиземного моря произошло опускание обширных площадей Балканского полуострова и

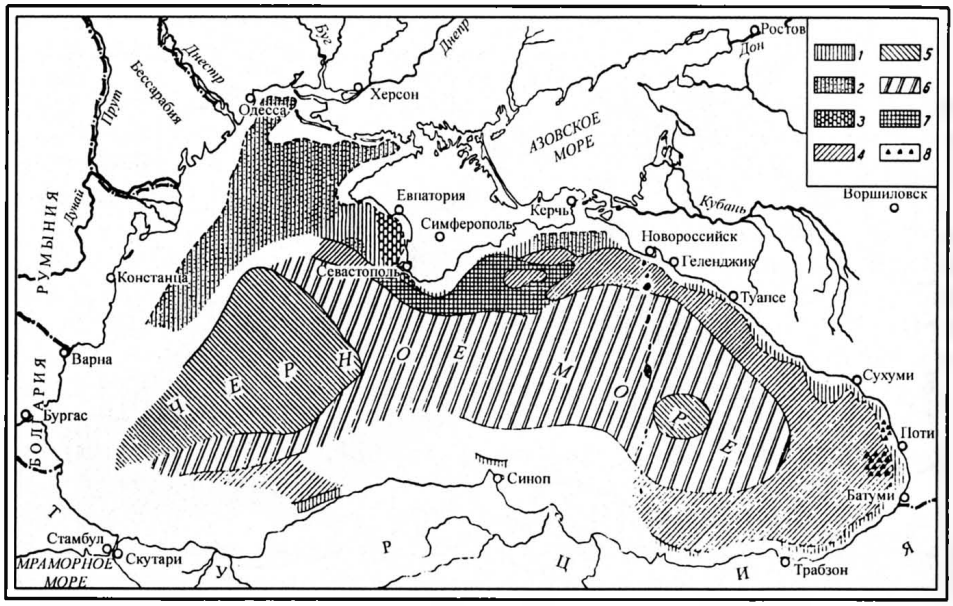


Рис. 5.17. Схема распределения осадков древнечерноморского бассейна [Страхов, 1976]
1 – древний мидиевый ил; 2 – древнемидиевые ракушечники; 3 – древний мидиевый ил с прослоями диатомового ила; 4 – микрослоистая глина; 5 – черный ил; 6 – переслаивание черного ила и серой глины; 7 – полоса отсутствия древнечерноморских отложений (вследствие оплываний); 8 – древнечерноморские глубоководные пески

Малой Азии; в этот процесс оказался вовлечен пролив Босфор. Соленые воды Средиземного моря вместе с противотечением стали все интенсивнее поступать в пресное новоэвксинское море-озеро. Растекаясь по дну этого водоема, соленые средиземноморские воды вытесняли в зону фотосинтеза огромное количество биогенных компонентов (P, N, C, Si и др.).

Следует иметь в виду, что в большинстве морских водоемов содержание биогенов постепенно увеличивается сверху вниз; структурная перестройка гидрохимической зональности в водоеме при прорыве соленых вод приводила к обогащению верхних зон биогенными элементами и, в конечном счете, стимулировала расцвет фитопланктона. В свою очередь, увеличение биомассы планктона усиливала работу трофических цепей; на дно древнечерноморского водоема усиленно поступал «дождь трупов», и осадки обогащались органическим веществом.

Рассеянное органическое вещество в субаквальных илах подвергается интенсивному микробиологическому разложению. Особенно активно при этом ведет себя группа бактерий-десульфаризаторов, принадлежащих к роду Desulfivibrio desulfaricans. Они используют энергию реакции окисления органического вещества сульфатами, протекающую по схеме: $C_{орг}+SO_4^{-2}\rightarrow CO_2+H_2S$; в результате этого биохимического процесса образуется углекислый газ и сероводород. Этот вопрос будет детально рассмотрен в разделе о диагенезе морских осадков.

Интенсивность реакции сероводородообразования зависит от количества захороненного органического вещества и поэтому в илах водоема, на дне которого концен-

трируется много органики, будет возникать избыток H_2S и CO_2. Дальнейшая судьба сероводорода, растворенного в иловых водах, зависит от многих факторов. В древнечерноморских отложениях он вначале сформировал в илах многочисленные диагенетические сульфиды (гидротроилит, пирит и др.), а затем вышел за пределы осадков в наддонную воду и благодаря ее расслоенности и слабому процессу окисления создал мощную сероводородную залежь в водной массе бассейна. Есть все основания предполагать, что микробиологическое формирование сероводорода в илах Черного моря продолжалось и в более позднее время и осуществляется до сих пор. Об этом довольно определенно свидетельствуют те закономерности его распределения в водной массе Черного моря, которые были рассмотрены ранее.

Сероводородные бассейны мира и их возможная роль в осадочном рудообразовании

Сероводородная залежь Черного моря не является единственной в мире; современные сероводородные бассейны пользуются довольно широким распространением в озерных, морских и океанических обстановках.

Распространение современных сероводородных бассейнов в водах Мирового океана показано на рис. 5.18; в общих чертах оно совпадает с областями, где продукция фитопланктона велика и, по данным Е.А. Романкевича [1977], превышает 250 мг С/м^2 в сутки. Хотя классификация современных сероводородных бассейнов чрезвычайно условна, среди них различаются водоемы с устойчивым, с неустойчивым и с периодически возникающим сероводородным заражением вод [Richards, 1965; Айзатуллин, Скопинцев, 1979].

К водоемам с устойчивым сероводородным заражением относятся Черное море, впадина Кариако в Карибском море, впадина Орка в Мексиканском заливе, некоторые фиорды Норвегии и Швеции и, возможно, озеро-фиорд Нитинат в Британской Колумбии. Типичным примером бассейнов этой группы является рассмотренное выше Черное море, в котором сероводород распространен в толще воды мощностью более чем 2100 м на площади около 420325 км^2. Согласно данным В.П. Гончарова с соавторами [1965], сероводородсодержащие воды в этом водоеме занимают объем в 492158 км^3.

Значительно уступает Черному морю впадина Кариако, где сероводородная зона имеет максимальную мощность (h) 750 м и занимает площадь 4500 км^2. Еще менее объемны впадина Орка (h=200 м) и озеро Нитинат (h=10 м).

Водоемы с неустойчивым сероводородным заражением представлены Готландской, Борнхольмской и Ландсортской впадинами Балтийского моря (h=150–170 м), Норвежскими фиордами (Драмс, Скиомен, Осло и др., в которых h достигает 100 м), заливом-фиордом Сааниш, Британская Колумбия (h=50–100 м), заливом Кариако в Венесуэле (h=10 м), районами Аравийского моря и Оманского залива, а также сероводородными зонами островных заливов и ряда эстуариев (Скан, Бахия Дарвин, о-ва Геновезе, о-ва Млет и др.). В них сероводородное заражение непостоянно, но периодичность его появления точно не установлена. Так, например, во впадинах Балтики в течение 1969 года оно было развито повсеместно, а в 1970 году частично исчезло [Литвин, 1981].

Еще одну группу сероводородных проявлений в Мировом океане представляют апвеллинги. В этих областях периодического подъема глубинных вод на

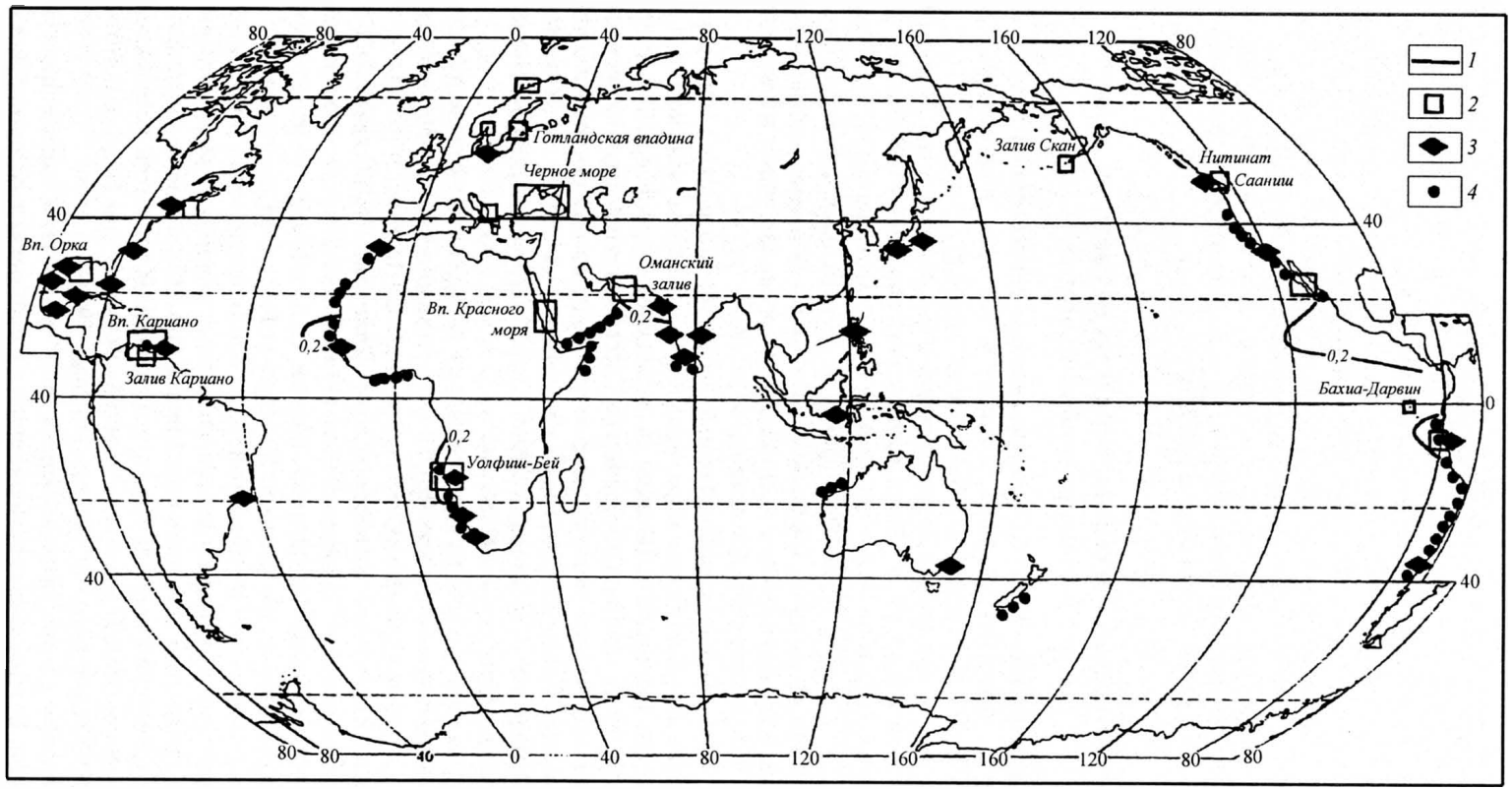


Рис. 5.18. Закономерности распределения современных сероводородных бассейнов и зон [Айзетуллин, Скопинцев, 1979]
1 – концентрация кислорода (O_2) в мл/л; 2 – сероводородные и анаэробные зоны; 3 – районы массового замора рыб; 4 – апвеллинги

шельфы, особенно характерных для Перуанского, Гвинейского, Калифорнийского, Североафриканского и Аравийского побережий, заражение вод сероводородом представляет экологическое бедствие и повторяется через определенные промежутки времени (3–7 лет). Это явление иногда достигает огромных масштабов и сопровождается массовыми заморами рыб, птиц и млекопитающих. Так, например, по материалам М.Е. Виноградова и Н.М. Ворониной [1961], в 1957 году в Аравийском море количество погибшей рыбы достигало 20 млн т, что составляло более трети мирового улова в год. В Гвинейском апвеллинге, в заливе Уолфиш-Бей, гибель рыбы («красная вода») происходила в полосе длиной в 300 и шириной в 50 км, запах сероводорода распространялся на расстояние 40 км, а суда и постройки на суше обрастали сульфидами [Copenhagen, 1953]. К сожалению, геохимическая роль этих процессов исследована недостаточно, а геохимический механизм этого явления в зонах подъема глубинных океанских вод на шельфе все еще остается белым пятном.

Анализ приведенного выше материала позволяет считать, что современные сероводородные бассейны образуют своеобразный ряд, на одном конце которого располагаются водоемы с устойчивым заражением, а на другом – с эфемерным. Развитию устойчивого сероводородного режима чрезвычайно благоприятствует вертикальное расслоение морских вод и формирование в бассейнах галоклина или термоклина – рубежей, разделяющих зоны с разной плотностью, соленостью вод или температурой. В то же время следует иметь в виду, что расслоенность морских вод всегда относительна, и даже в самых стабильных сероводородных зонах черноморского типа проявляется вертикальное перемешивание (конвекция), достигающее значимых величин [Водяницкий, 1948; Brewer, Spenser, 1974; Беляев, 1974; Айзатуллин, Скопинцев, 1979 и др.].

В целом можно считать, что современные сероводородные скопления в Мировом океане отражают разные стадии развития заражения – от появления первых признаков H_2S в наддонных водах до образования устойчивых сероводородных впадин и, наконец, до их деградации и полного исчезновения.

В водах сероводородных бассейнов интенсивно концентрируются биогенные химические элементы (фосфор, кремний, азот), а также марганец, отчасти железо и некоторые другие металлы [Richards, 1975; Скопинцев, 1979; Холодов, 2002 и др.]. Так, например, в Черном море концентрируются значительные количества фосфора. В кислородной зоне содержание фосфора обычно невелико и колеблется в пределах от 5 до 136 мкг/л; благодаря жизнедеятельности организмов оно варьирует во времени и пространстве. Однако в более глубокой части водоема его содержания быстро возрастают и стабилизируются, достигая 157 мкг/л на глубине 300 м и 222 мкг/л на глубине 750 м. Еще ниже, на отметках 1000-2000 м, количество фосфора в среднем колеблется от 217 до 243 мкг/л. Основная масса фосфора представлена его минеральными формами; органический фосфор составляет ничтожную долю его растворенной массы.

В целом, содержания фосфора, растворенного в сероводородной зоне Черного моря, во много раз превышают содержания этого элемента в кислородсодержащих областях Мирового океана. С.Х. Фонселиус [Fonselius, 1974] подсчитал общую массу фосфора, заключенную в сероводородных водах; она оказалась равна $95{,}7 \times 10^6$ т. Так как промышленные запасы крупнейшего в Евразии Каратауского фосфоритоносного бассейна оцениваются в $2{,}2 \times 10^8$ т фосфора [Яншин, Жарков,

1986], нетрудно оценить грандиозность накоплений фосфора в Черном море; здесь сосредоточена примерно 1/3 часть запасов пяти крупнейших фосфоритовых месторождений Каратау (Казахстан).

В сероводородсодержащей зоне Черного моря наряду с фосфором накапливается растворенный кремнезем. В зоне развития фитопланктона, на глубинах до 150–200 м, широким распространением пользуются диатомовые и силикофлагелляты, использующие кремнезем для строительства раковинок; здесь формируется диатомовая взвесь, а содержания растворенного в водах кремнезема колеблются от 1467 до 3371 мкг/л. В области сероводородного заражения содержания растворенного кремния стабилизируются, но по направлению ко дну медленно возрастают от 4224 мкг/л на глубине 300 м и до 8300 мкг/л на глубине 2000 м. Характерно, что накопление растворенного кремния в глубинных водах Черного моря резко отличает этот водоем от кислородсодержащих морей и океанов.

Сероводородные воды Черного моря являются также концентратором растворенного марганца. Согласно данным В.В. Мокиевской [1961] и Б.А. Скопинцева [1979], минимальные содержания этого металла в зоне 0–50 м не превышают 20–25 мкг/л; более поздние наблюдения Б.Л. Левиса и В.М. Лэндинга [Lewis, Landing, 1991], а также И.И. Волкова с соавторами [1997] уменьшают его количества до долей мкг/л. В самой верхней части сероводородной зоны находится максимум; здесь содержания растворенного марганца достигают 250–350 мкг/л, а по более современным данным даже 440–490 мкг/л. Однако еще глубже его содержания снова падают и стабилизируются вокруг значений 230–250 мкг/л.

Необходимо отметить, что среднее содержание марганца в морской воде оценивается в 0,016 мкг/л [Nozaki, 1992], а это означает, что кларк концентрации растворенного марганца в сероводородной зоне Черного моря достигает значений 14300–30600 и более. Б.А. Скопинцев и Т.П. Попова [1963] подсчитали, что в анаэробной зоне моря присутствует около 130×10^6 т марганца. Такая масса металла обычно извлекается из 520×10^6 т высококачественной руды с содержанием полезного компонента, равным 25%. Согласно представлениям Д.Г. Сапожникова [1984], количество растворенного в водах моря марганца соизмеримо с запасами крупного марганцевого месторождения чиатурского типа.

В сероводородных водах Черного моря многие исследователи отмечали концентрацию растворенных железа, кобальта, никеля и других рудных компонентов. Особенно интересно поведение растворенного железа, которое в верхней части сероводородной зоны накапливается до 40–50 мкг/л; эти содержания в 1200–1500 раз превосходят кларковые содержания железа в морской воде.

Поведение растворенных фосфора, кремния, марганца и железа в сероводородных водах других аноксидных бассейнов мира было описано в работах Ф.А. Ричардса [Richards, 1964; 1965]. Согласно его данным, в сероводородных водах впадины Кариако содержание растворенного фосфора достигает величин 61,9–83,6 кг/л, а кремнезема – 1067,4–1734 мкг/л. К этим данным следует добавить, что ниже окислительно-восстановительного рубежа здесь концентрируются железо (6–18 мкг/л) и марганец (20–25 мкг/л).

Имеются данные, характеризующие поведение фосфора и тяжелых металлов в сероводородсодержащих впадинах Балтийского моря. Здесь в кислородсодержащих водах Готландской впадины, согласно материалам Е.Н. Черновской с соавторами [1965], растворено 5,3–14,0 мкг/л, а в сероводородных водах – 28–309 мкг/л

фосфора. В придонных водах этого же района обнаружено 71,4–96,4 мкг/л валового фосфора [Емельянов, 1998]. При этом оказалось, что органический фосфор составляет примерно половину этих содержаний, а иногда даже, по мнению Е.М. Емельянова, он представляет весь фосфор, растворенный в воде. В стагнированных водах Готландской впадины содержится 850–1480 мкг/л марганца и 40–80 мкг/л железа [Шишкина и др., 1981]. Как отмечает Е.М. Емельянов [1998], в них кроме марганца и железа концентрируются Zn, Cu, Cd и Pb; такое поведение сульфидообразующих металлов, вероятнее всего, связано с металлорганическими формами их миграции и накопления в водах.

В целом, несмотря на несколько ограниченный фактический материал, характеризующий геохимию сероводородных бассейнов, можно считать доказанным, что в их аноксидных водах постоянно концентрируются фосфор, кремний, марганец и железо, т.е. элементы, обычно накапливающиеся в иловых водах стадии диагенеза осадков.

С одной стороны, эти факты указывают на генетическую связь формирования современных сероводородных бассейнов с накоплением рассеянного органического вещества в илах, усилением микробиологической сульфатредукции и экспансии новообразованного сероводорода (и CO_2) в наддонные воды. В этих случаях при благоприятных гидродинамических условиях и ослаблении окислительных реакций, противоборствующих поступлению H_2S в окружающую среду, происходит интенсивное «разрастание» сероводородных залежей в воде.

С другой стороны, возникает предположение, что разрушение сероводородных залежей путем окисления сероводорода и его перехода в растворимую форму SO_4^{-2} может при благоприятных обстоятельствах служить мощным источником осаждающихся элементов – фосфора, кремния, марганца и железа. Так как фациальными «следами» сероводородных бассейнов в осадочных толщах являются черносланцевые отложения черноморского типа, можно предположить, что их парагенетическое сочетание с рудными месторождениями фосфора, кремния, марганца и железа отражает именно разрушение сероводородных скоплений в геологическом прошлом.

Если все это так, то постоянная ассоциация кремнистых «черных» сланцев и фтанитов с месторождениями фосфоритов, родохрозитов и сидеритов, а также гидроксидов железа и марганца, хорошо известная в вендско-кембрийских отложениях Евразии, в пермских отложениях Северной Америки и в ряде других регионов, может получить новое генетическое истолкование. К этим проблемам мы еще вернемся в последующих разделах книги.

Литература

Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря // Bull. Acad. Sci. Boheme. 1925. P. 165–176.

Андрусов Н.И. Верхний плиоцен черноморского бассейна. Л.: Изд. Геол. ком., 1929. 30 с.

Айзатуллин Т.А., Скопинцев Б.А. Особенности химии вод в бассейнах с анаэробными зонами. В кн.: Химия океана. Т. I. М.: Наука, 1979. С. 288–323.

Архангельский А.Д. О древности сероводородного заражения в морских бассейнах Крымо-Кавказской области и вероятной связи этих явлений с процессами нефтеобразования // Нефтяное хозяйство. 1926. № 4. С. 383–485.

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Издво Советской нефтяной промышленности. 1927. 183 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря // Бюлл. МОИП. Нов. серия. Т. 40. Отд. геол. Т. 10. 1932. № 1. С. 3–104.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Бактри Д., Клинг С.А., Мангейм Ф.Т., Хорн М.К. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 6. С. 2–38.

Беляев В.И. О связи распределения сероводорода в Черном море с вертикальным переносом его вод // Океанология. 1974. Т. 16. Вып. 3. С. 421–425.

Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: ГИГЛ, 1950. 956 с.

Бруевич С.В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Труды ин-та океанологии АН СССР, 1953. Т. 7. С. 12–56.

Бутузова Г.Ю. К минералогии осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 46–55.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав соединений серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 3–36.

Виноградов М.Е., Воронина Н.М. Влияние дефицита кислорода на распределение планктона в Аравийском море // Океанология. 1961. Т. I. Вып. 4. С. 24–78.

Водяницкий В.А. Основной обмен в истории формирования солености Черного моря // Труды Сов. биол. станции, 1948. Т. 6. С. 386–432.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.

Волков И.И., Контарь Е.А., Лукашев Е.Ф. и др. Верхняя граница сероводорода и природа нефелоидного редокс-слоя в водах Кавказского склона Черного моря // Геохимия. 1997. № 6. С. 618–630.

Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах. В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 32–78.

Гончаров В.П., Емельянов Е.М., Михайлов О.П. и др. Площади и объемы Средиземного и Черного морей // Океанология. 1965. Т. 5. Вып. 6. С. 27–64.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. Генетические типы месторождений. М.: Наука, 1966. 860 с.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 410 с.

Зенкевич Л.А. Фауна и биологическая продуктивность моря // Советская наука. 1947. Т. 2. С. 21–98.

Иванов А.И. Характеристика качественного состава фитопланктона Черного моря. В кн.: Исслед. планктона Черного и Азовского морей. Киев: Наукова думка, 1965. С. 19–35.

Иванов А.И. Фитопланктон. В кн.: Биология сев.-зап. части Черного моря. Киев: Наукова думка, 1967. С. 59–72.

Кондратьева Т.М., Белозерская Е.В. Распределение фитопланктона в Черном море // Труды Севастоп. биол. станции. 1961. Т. 14. С.45–63.

Книпович Н.М. Вертикальная циркуляция и распределение кислорода в морях Черном и Каспийском // Изв. Гос. гидр. ин-та. 1932. № 3. С. 20–43.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

Литвин В.М. Геоморфология и физико-географические условия Балтийского моря. В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С. 5–21.

Мокиевская В.В. Марганец в воде Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137. № 6. С. 241–246.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. I. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. 476 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Сапожников Д.Г. Возможные источники металла при образовании марганцевых месторождений. В кн.: Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 4–13.

Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 297 с.

Скопинцев Б.А. Достижения в изучении органического вещества океанских вод // Водные ресурсы. 1978. № 2. С. 24–42.

Скопинцев Б.А. Особенности химического состава и некоторые физико-химические характеристики вод черного моря. В кн.: Химия вод океана. Т.I. М.: Наука, 1978. С. 293–323.

Скопинцев Б.А., Попова Т.П. О накоплении марганца в водах сероводородных бассейнов на примере Черного моря. В кн.: Химические ресурсы океанов. М.: Наука, 1963. С. 18–32.

Сорокин Ю.И. Черное море. М.: Наука, 1982. 216 с.

Страхов Н.М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. II. Каспийское море // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 1. С. 80–111.

Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 3. С. 53–65.

Страхов Н.М. Осадкообразование в Черном море. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 81–136.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 3. С. 3–17.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3–31.

Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских осадков (на примере Охотского моря). В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 223– 252.

Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 451–473.

Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю., Туровский Д.С. Каспийское море: проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.

Хрусталев Ю.П., Резников С.А., Туровский Д.С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов: Изд-во РГУ, 1977. 159 с.

Чередилов Б.Ф. Сезонные динамические карты поверхности Черного моря. В кн.: Океаногр. исслед. Черного моря. Киев: Наукова думка, 1967 С. 119–128.

Черновская Е.Н., Пастухова Н.М., Буйнович А.Г. и др. Гидрохимический режим Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 96 с.

Шишкина О.В., Гордеев В.В., Блажчишин А.И. и др. Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря. В кн.: Осадконакопление в Балтийском море. М.: Наука, 1981. С.297– 315.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.

Brever P.G., Spenser D.W. Distribution of some Trace Elements in Black Sea and Their Flux Between Dissolved and Particulate Phjses. The Black Sea – geology, Chemistry and Biology. Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Tulsa-Oklahoma, 1974. P. 137–144.

Copenhagen W.J. The periodic mortality of fish in the Walvis region // Invest. Rept. Div. Fish. USA. 1953. V. 14. P. 62–84.

Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black sea over the last 25 000 years // Chem. Geol. 1972. № 5. P. 39–82.

Fonselius S.H. Phosphorus in Black Sea. The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Am. Assoc. of Petrol. Geol., Tulsa-Oklahoma, 1974. P. 144–151.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. London: Univers Press, 1954. 550 p.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. London: Claren press, 1958. 730 p.

Hallam A. An environtmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain // Phil. Trans Royal Soc., London. 1967. B252. P. 393–445.

Hanter R.E. Facies of iron sedimentation in the Clinton Group. In: Studies of Appalachian Geology, Central and Southern. New York: Wiley-Interscience, 1970. P. 101–121.

Levis B.L., Landing W.M. The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea // Deep Sea Research. 1991. V. 38. № 2. P. 773–803.

Muller G., Stoffers P. Mineralogy and Petrology of Black Sea Basin sediments. The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Tulsa-Oklachoma, 1974. P. 183– 200.

Nozaki Y. Trace elements in sea water; their mean concentration and North Pacific Profiles // Geochemistry. 1992. V. 26. № 1. P. 25–39.

Neumann G. Die absolute topografie des physikalischen Meers nive ans des Schwarzen // Meers. Ann. Hydrogr. Maritime. Meteorol.1942. Bd. 70. S. 265–282.

Rankama K., Sahama T. Geochemistry. The University of Chicago Press, 1950. 910 p.

Richards F.A. Chemical observations in anoxic, aultide-bearing basin and fjords. Advances in Water Pollution Research. Proc.of the Second Intern. Conference. 1964. P. 215–232.

Richards F.A. Anoxic basins and fjords. Chemical Oceanography. London: Academ Press., 1965. P. 611–645.

Richards F.A. The Cariaco basin. Oceanogr. And Marine // Biol. Annu Rev. 1975. V. 13. P. 210–221.

Ross D.A., Degens E.T. Ricent Sediments of Black Sea. The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Am. Assoc. of Petrol Geol., Tulsa-Oklachoma, 1974. P. 183–200.

Shimkus K.M., Trimonis F.S. Modern Sedimentation in Black Sea. The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Am. Assoc. of Petrol. Geol. Tulsa-Oklachoma, 1974. P. 200–249.

Turekian K.K. The oceans, streams and atmosphera. In: Handbook of Geochemistry. Berlin-Hedelberg-New York: Springer-Verlag, 1969. 250 p.

ГЛАВА 6
МОРФОМЕТРИЯ СОВРЕМЕННЫХ ВОДОЕМОВ И ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

О морфометрии современных водоемов

Общеизвестно, что напряженность или интенсивность осадочного процесса зависит от соотношения морфометрических параметров областей питания (водосборов) и конечных водоемов стока. При этом должны учитываться высоты, господствующие на водосборах, а также их площади, соотнесенные к глубинам и площадям акваторий конечных водоемов стока – озер, морей и океанов.

В работе 1954 года Н.М. Страхов несколько упростил задачу и в качестве главного мерила интенсивности осадконакопления предложил рассматривать соотношение площадей B/L, где B – площадь, занятая водосбором данного водоема, а L – площадь его акватории. Конечно, подмена трехмерных измерений двумерными является приемом, несколько искажающим истинное положение вещей, однако в первом приближении коэффициент B/L, по-видимому, себя оправдывает. Об этом свидетельствует табл. 14, в которой сопоставляются между собой размеры площадей областей питания (водосборов) и акваторий современных водоемов различного типа, полученные различными авторами.

При рассмотрении табл. 14 обращает на себя внимание, что площади акваторий и, соответственно, площади водосборов заметно увеличиваются при переходе от озер к морям и океанам. Однако это увеличение происходит непропорционально, в результате чего отношение площадей (B/L) становится довольно чутким индикатором типов конечных водоемов стока. В озерах оно колеблется от 7 до 211,9, в морях – в пределах 1,3–4,3, а в океанах – от 0,04 до 0,92. Таким образом, коэффициент B/L в водоемах разного морфометрического типа различается почти на порядок и может рассматриваться как своеобразная характеристика типа водоема.

Необходимо подчеркнуть, что увеличение площади водосбора, а равным образом и контрастности его рельефа, должно отражаться в увеличении поступления масс осадочного материала в конечный водоем стока. К тому же эффекту должно приводить уменьшение размеров (площади и глубины) исследуемого водоема. Наоборот, увеличение морфометрических параметров конечного водоема стока, превращение его в гигантские океанические водоемы, неизбежно приводит к ослаблению поступления осадочного материала, к замиранию осадочного процесса. Все эти явления хорошо отражаются в распределении абсолютных масс осадочного материала, поведение которых в разных осадочных бассейнах исследовалось в работах Н.М. Страхова, А.П. Лисицына, К.М. Шимкуса, Ю.П. Хрусталева и др.

Таблица 14. Соотношение водосборов (B) и площадей акваторий (L) в конечных водоемах стока различного типа

Водоемы	Площадь области питания, км^2 (B)	Площадь акватории, км^2 (L)	B/L	Источник данных
Озера				
Бенц	8 305	39,3	211,9	Страхов, 1954 (по данным L. Collet, 1928)
Вален	1 061	24,2	43,8	
Ильмень	41 000	1 300	31,5	
Маджюре	6 562	211,6	31,0	
Боденское	10 922,17	475,48	23,00	
Цюрихское	1 828	88,5	20,6	
Фирвальдштедское	2 238	113,8	19,6	
Байкал	445 000	31 500	14,1	
Женевское (Лиман)	7 975,34	581,45	13,7	
Балхаш	132 000	17 300	7,6	
Аральское море	446 000	63 600	7,0	
Внутренние (эпиконтинентальные) моря				
Каспийское море	1 829 000	424 300	4,3	Страхов, 1954
	3 370 000	1 829 000	4,9	Лисицын, 1974
	3 500 000	378 000	9,28	Холодов и др., 1989
	580 000	400 000	1,45	Страхов, 1954
Балтийское море	1 566 000 *	386 000	4,05	Блажчишин, и др., 1979
	1 346 000 **	419 000	3,21	Литвин, 1981
	1 864 000	500 000	3,7	Страхов, 1954
Черное море	1 864 000	423 000	4,4	Степанов, 1961; Лисицын, 1974
	3 060 000	2 300 000	1,33	Страхов, 1954
Средиземное море	2 505 000	3 060	1,2	Лисицын, 1974
	3 700 000	2 855 000	1,3	Емельянов и др.,1979
Океаны				
Северный Ледовитый	12 003 000	13 100 000	0,92	Страхов, 1954
Атлантический	28 002 000	93 363 000	0,30	Страхов, 1954
	72 020 000	93 363 000	0,67	Лисицын, 1974
Индийский	7 463 000	84 917 000	0,09	Страхов, 1954
	21 870 000	74 917 000	0,29	Лисицын, 1974
Тихий	6 925 000	179 679 000	0,04	Страхов, 1954
	22 790 000	179 679 000	0,13	Лисицын, 1974

*Примечание.** – площадь водосбора рассчитана вместе с озерами Карелии, Финляндии, Швеции и др. скандинавских государств; ** – из площади водосбора исключены 15%, занятые озерами; площади акваторий морей приведены Н.М. Страховым [1954] по Большому советскому атласу мира. Т. I.1952.

Таблица 15. Современные водоемы разного морфометрического типа и накопление в них абсолютных масс голоцен-четвертичных осадков

Водоемы	B/L	Средние значения г/см^2 1000 лет	Источник данных	Колебания абсолютных масс г/см^2 1000 лет	Источник данных
Озера					
Балхаш	7,6	97	Страхов,1954	–	–
Аральское	7,0	84	Страхов,1954	<100–250	Хрусталев и др., 1977
Каспийское	4,3	39	Страхов,1954	–	–
Моря внутренние					
Черное	4,4	48	Страхов,1954	50–100	Страхов, 1954
Средиземное	1,3	–	–	1–30	Шимкус и др., 1973
Моря краевые					
Карибское	–	–	–	2–18	Лисицын, 1974
Берингово	–	–	–	5–20	Лисицын, 1974
Охотское	–	–	–	5–20	Лисицын, 1974
Океаны					
Атлантический	0,67	–	–	1–5	Лисицын, 1974
Индийский	0,29	–	–	0,2–0,5	Лисицын, 1974
Тихий	0,13	–	–	0,2–0,5	Лисицын, 1974

Примечание. Прочерк – нет данных.

Как следует из табл. 15, в озерах накопление абсолютных масс, измеряемых в г/см^2 за 1000 лет (единица Страхова, по предложению А.П. Лисицына, [1974]), колеблется от 50 до 250 единиц, во внутренних морях оно изменяется в пределах 5–100, в краевых морях – 2–20, а в океанах – 0,2–5. Очевидно, что темп накопления осадочного материала в ряду озеро–море–океан замедляется и ослабевает.

Озера представляют собой сравнительно небольшие водоемы с сильно варьирующими по площади водосборами; большинство озер закрыты сушей со всех сторон и не сообщаются с морем. Площадь, занятая озерами на континентах, равна 6% или $9 \cdot 10^6$ км^2; в некоторых странах озера являются преобладающей формой водоемов. Так, например, в Финляндии насчитывается 187 888 озер, а в Карелии они занимают площадь, равную 15% площади всего региона. Размеры озер колеблются в очень широких пределах – от нескольких десятков квадратных метров и 1–2 м глубины и до 424 300 км^2 и 1025 м глубины (Каспийское море) или 83 000 км^2 и 309 м глубины (озеро Верхнее, Сев. Америка).

Среди современных озер Д.В. Наливкин [1956] предложил выделить следующие генетические типы:

Горные озера
1. Ледниковые озера
   цирковые
   троговые
   моренные
   наледниковые
   внутриледниковые
   подгорные
2. Завальные озера
   обвальные
   оплывные
3. Карстовые озера
   известковые
   соляные
4. Кратерные озера
5. Тектонические озера
6. Озера межгорных впадин
7. Озера конусов выноса

Равнинные озера
1. Ледниковые озера
   моренные
   наледниковые
   выпахивания
2. Карстовые озера
   известняковые
   соляные
   подземные
3. Кратерные озера
4. Тектонические озера
5. Долинные озера
   старицы
   пойменные
   дюнные
6. Водораздельные озера
   котловинные
   болотные
7. Озера бессточных впадин

Прибрежные озера
1. Лиманные
2. Болотные
3. Мангровые
4. Дюнные
5. Дельтовые

Рассматривая классификацию современных озер Д.В. Наливкина, следует четко представлять себе многообразие механизмов образования озерных впадин, которые связаны как с эндогенными, так и с экзогенными факторами. Особенно следует подчеркнуть группу тектонических и вулканогенных (кратерных) образований. Среди тектонических озер первое место занимают рифтовые впадины, представленные группой Великих Африканских озер (оз. Виктория, Рудольфа, Ньясса, Кього, Танганьика, Киву, Мееру и др.) и оз. Байкал. Весьма своеобразны кратерные озера, представляющие собой кратеры потухших вулканов; наиболее известное среди них озеро Кратерное (США), располагается в Скалистых горах; в Европе к ним относят маары – серию мелких озер в Германии и Исландии (оз. Лах, Ульм и др.). Некоторые кратерные озера связаны с грязевым вулканизмом (асфальтовое озеро Пита Лейк, Тринидад или озера Западный и Розовый Порсугель, Челекен, Туркмения); они были подробно описаны в статьях В.Н. Холодова [1987; 2002а,б,в].

Степень влияния эндогенных факторов на озерное осадконакопление в них варьирует в очень широких пределах – от полного вулканогенно-гидротермального или элизионного происхождения газов, жидких флюидов и отложений на дне и вплоть до появления в озерных осадках отдельных эндогенных компонентов.

Характерной особенностью озерного осадконакопления является его тесная связь с составом питающих областей. Так, некоторые озера Северного Казахстана, расположенные среди гранитных массивов (Щучье, Боровое, Карасевое и др.), содержат аркозовые песчано-алевритовые осадки, а озера Ван и Севан (Армения), расположенные в пределах развития основных эффузивных пород, заполняются преимущественно граувакковыми и кремнистыми осадками. Известно также, что некоторые осадки ледниковых озер нередко содержат в себе целые фрагменты морен и тиллоидов, а осадки вулканогенных кратерных озер помимо следов воздействия фумарол и разнообразных гидротерм включают в себя обломки эффузивов, развитых на берегах.

Озерное осадконакопление в значительной степени отражает также климатические особенности осадкообразования. Действительно, в озерах северных таежных районов очень часто накапливаются разнообразные сапропелевые осадки, отражающие повышенные содержания продуктов разложения растительного органического вещества в поверхностных водах. Местами, как это показали В.В. Алабышев, Н.М. Страхов и др., среди озерных сапропелей появляются озерные железные руды, формирующие здесь скопления желваков, бобовин, стяжений и конкреций гидроксидов железа. Наоборот, в жарких засушливых условиях в озерах повышается концентрация солей, они переходят в разряд солонцово-солончаковых и самосадочных водоемов, в которых накапливаются гипсы, поваренная соль и другие эвапоритовые отложения.

Можно совершенно определенно утверждать, что озера являются чутким индикатором климатических обстановок, и их осадки позволяют довольно определенно реконструировать палеоклиматическую среду. Об этом свидетельствует карта современных озерных отложений Европейской части России, составленная В.В. Алабышевым [1932] и изображенная на рис. 6.1. На ней хорошо видно, что озерные осадки отражают не только общую климатическую зональность процесса. Тундровые почвы, развитые на севере, неблагоприятны для формирования озерных сапропелей; последние получают максимальное распространение в подзолистых и болотистых почвах лесов средней полосы. Наоборот, почвы засушливых степных и пустынных областей благоприятствуют появлению самосадочных озер с разнообразными эвапоритовыми осадками.

Любопытно, что даже разновидности сапропелевых осадков в озерах тесно связаны с особенностями геологического строения района. Так, например, по данным В.В. Алабышева, сапропели, ассоциирующие с железными рудами, распространены в Карелии, в Полесье и на Урале, именно в тех районах, где развиты основные магматические породы, богатые железом. Известковые сапропели в озерах появляются там, где имеются выходы коренных карбонатных пород или развиты карбонатные морены. Песчаные сапропели обычно соседствуют с песчаными зандрами ледникового происхождения.

Для озерных отложений очень характерна ленточная слоистость, которая прослеживается на значительных площадях. Согласно наблюдениям Л.Л. Россолимо [1949; 1950], озерная слоистость отражает сезонные колебания климата, а число отложившихся слойков в них обычно соответствует числу лет, в течение которых проводились наблюдения. Чередование морозных периодов зимой и дождливых периодов летом обычно находит свое отражение в текстуре озерных осадков. В малых по размеру озерах очень часто распространены слабо отсортированные осадки; вместе с тонкими, пелитовыми фракциями накапливаются грубые, часто остроугольные обломки исходных минералов. В результате часто формируются «хлидолитовые» или «мусорные» образования с многовершинными гранулометрическими кривыми.

В современных озерах очень велики скорости накопления осадков. По данным В.Б. Шостаковича [1941], в небольших озерах без крупных притоков скорость накопления илов измеряется величиной 1050 мм в тысячу лет. Там, где в озера впадают крупные ручьи и реки, скорость осадконакопления возрастает до 4160 мм/тыс. лет (Мойнакское озеро, Крым) или до 4900 мм/тыс. лет (Суздаль, Россия). В огромном озере Верхнем (США) средняя скорость осадконакопления варьирует от 700 до 1900 мм/тыс. лет, достигая в краевых заливах значений 3200 мм/тыс. лет [Evans et al.,

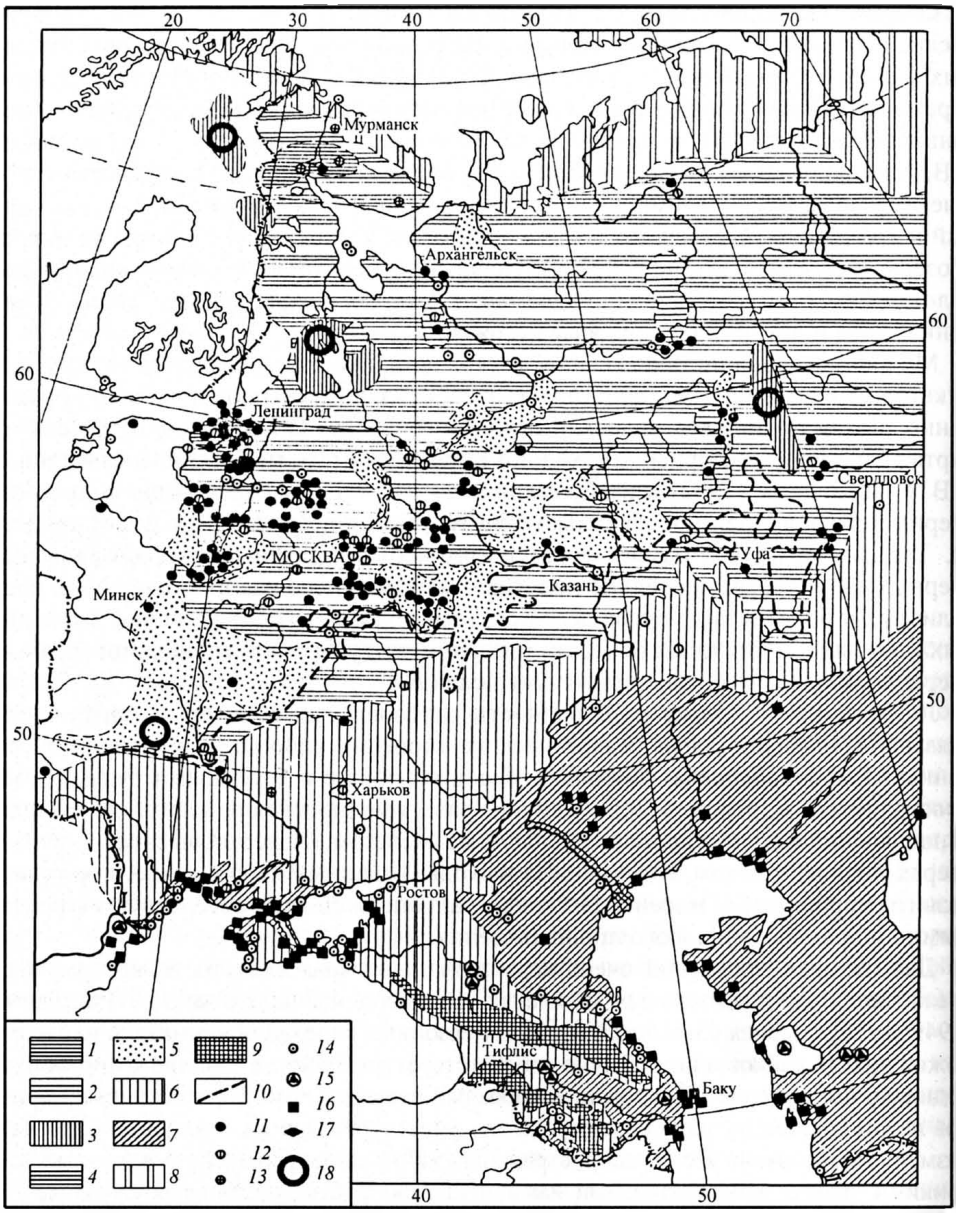


Рис. 6.1. Схематическая карта озерных отложений Европейской части СССР [Алабышев, 1932]

1–5 – зона пресноводных сапропелей: 1 – районы кремнистых сапропелей (диатомитов); 2 – районы известковистых сапропелей; 3 – районы железных озерных руд (в связи с выходами змеевиков, лабрадоритов и зеленокаменных пород); 4 – районы глинистых озерных сапропелей; 5 – районы песчаных сапропелей; 6 – зона солоноватоводных сапропелей и минеральных лечебных грязей; 7 – подзона солонцово-солончаковая с самосадочными озерами; 8 – тундровая пресноводная зона маломощных желеобразных сапропелей; 9 – горная (вертикальная) зона пресноводных сапропелей; 10 – северная граница выщелоченных черноземов; 11 – пресноводные сапропели; 12 – известковистые сапропели; 13 – кремнеземистые сапропели; 14 – минеральные лечебные грязи; 15 – глауберова соль; 16 – поваренная соль; 17 – соли магния; 18 – железные озерные руды

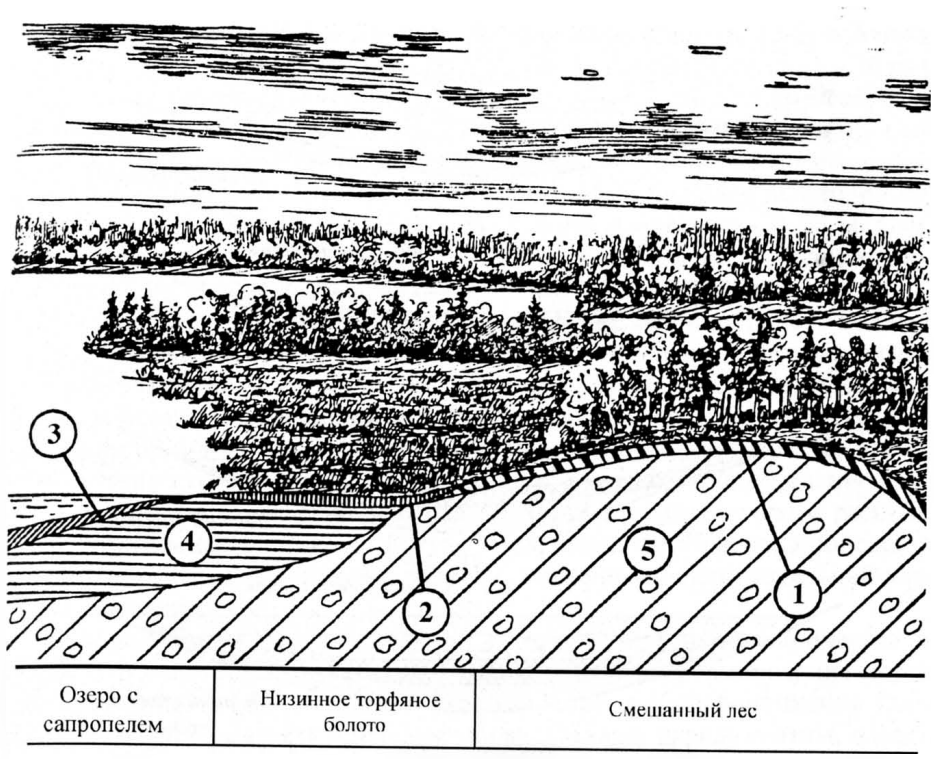


Рис. 6.2. Валдайские ландшафты подзоны смешанных лесов [Перельман, 1955]
1 – дерново-подзолистая почва; 2 – торфяник; 3 – молодой сапропель; 4 – древний сапропель; 5 – морена

1981]. В больших озерах с притоками скорость накопления осадков увеличивается до 6120 (Ладожское) и даже 7100 мм/тыс. лет (Онежское). Очень сильно темп накопления осадков возрастает в горных озерах; в Цюрихском озере скорость осадкообразования равна 5270, а в Телецком – 8870 мм/тыс. лет [Наливкин, 1956].

Совершенно очевидно, что при таком разбросе оценок очень рискованно выводить среднюю скорость накопления современных осадков в озерах, но с учетом новейших данных она колеблется от 2–3 и до 12 м/тыс. лет, в среднем составляя 10 м/тыс. лет. Это огромная величина и она однозначно свидетельствует о том, что озера представляют собой весьма недолговечные образования, что они эфемерны с геологической точки зрения и быстро засыпаются осадочным материалом и исчезают с лика Земли.

И действительно, иногда даже при исследовании современных процессов можно видеть как сапропелевые озера гумидных районов быстро заполняются осадками, мелеют, покрываются травяной растительностью и превращаются в болота. Такое заболачивание озер лесной зоны хорошо описал А.И. Перельман [1955]; оно изображено на схеме рис. 6.2. Очевидно, что этот процесс завершается тем, что болото высыхает, и все следы бывшего озера стираются из летописи ландшафта.

В работах М.Г. Валяшко [1952; 1956],была детально рассмотрена эволюция озерных водоемов засушливой зоны; она представлена на рис. 6.3. Хорошо видно,

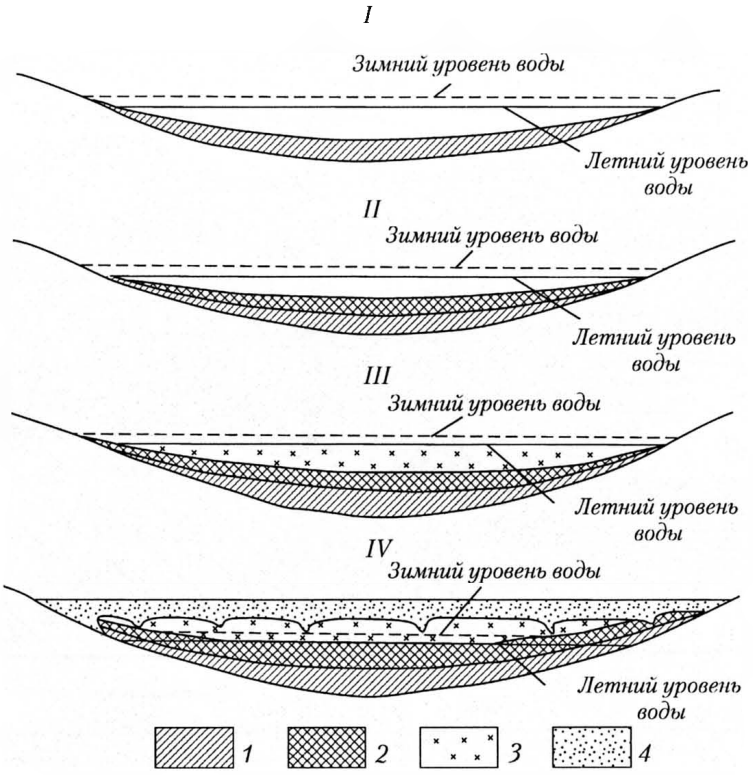


Рис. 6.3. Стадии развития озерного бассейна засушливой зоны [Валяшко, 1952]
I – малосоленое озеро; II – рапное озеро; III – сухое озеро; IV – подпесочное озеро.
1 – терригенно-карбонатные осадки; 2 – сульфатные осадки (мирабилит, тенардит, гипс и др.); 3 – галит; 4 – пески

как малосоленое озеро с его сезонными колебаниями уровня воды (I) в условиях жаркого и засушливого климата постепенно превращается в рапное озеро, накапливающее наряду с терригенными илами гипсы и ангидриты (II), затем – в сухое озеро, в котором верхним слоем осадка является каменная соль (галит), а жидкая фаза заключается в поровом пространстве солей (III). Наконец, залежи озерных солей покрываются плащем песчаных осадков (подпесчаная стадия IV), и озерные, образования погружаются в глубь стратисферы.

Примерно 6% поверхности континентов в недалеком прошлом, по-видимому, переживали сходную геологическую ситуацию и оставляли в летописи Земли свои следы в виде озерных отложений аридного и гумидного типа.

Моря и особенности их осадконакопления были уже рассмотрены в предыдущих разделах монографии.

В обобщающем разделе следует напомнить, что, в отличие от озер, моря всегда сообщаются с океанами, причем одни из них со всех сторон окружены сушей и связаны с океанами узкими проливами (эпиконтинентальные или межконтинентальные моря), тогда как другие лишь частично обособлены от океана, окружены сушей лишь с одной стороны и отделяются от океанов архипелагами островов (краевые моря).

Самым маленьким эпиконтинентальным водоемом следует считать Азовское море, площадь которого едва достигает 68 320 км^2, а средняя глубина – 16 м. Самым крупным межконтинентальным бассейном считается сложно построенное Средиземное море, площадь акватории которого достигает 2 505 000 км^2, а средняя глубина составляет 1500 м. Среди краевых или окраинных морей наиболее миниатюрными являются Ла-Манш и Бассов пролив, площади акваторий которых равны по 75 000 км^2, а глубины колеблются в пределах 70–95 м. Самым большим краевым бассейном следует считать Берингово море, площадь которого превышает 2 268 000 км^2, а средняя глубина оценивается в 1437 м.

Само собой разумеется, что собственно морские закономерности осадкообразования лучше всего наблюдаются в эпиконтинентальных водоемах; краевые или придаточные моря представляют собой различные стадии перехода между морским и океаническим типом осадкообразования и поэтому не являются типоморфным примером собственно морского осадочного процесса. По преобладающему типу строения коры моря занимают довольно неопределенное положение. Некоторые моря, например Балтийское или Белое, целиком располагаются на континентальной коре. Другие моря, такие как Черное, Японское или Каспийское, отчасти захватывают участки, сложенные континентальной корой, отчасти – океанической.

По разному проявляет себя в морях и гидротермально-вулканическая деятельность. В некоторых случаях она активно влияет на формирование морских осадков; именно так происходит в Красном море, в Калифорнийском заливе, возможно, в Тирренском и Японском морях. Однако, наряду с этим, известны современные морские водоемы, в которых влияние вулканизма на осадкообразование сводится к минимуму (Черное, Каспийское, Азовское, Балтийское, Белое и др.).

Большие по площади и гетерогенные по геологическому строению и рельефу водосборы морей очень часто располагаются в различных климатических зонах. В результате, как это имеет место на водосборе Черного моря, бывает довольно трудно точно определить соотношение гумидных и аридных компонентов морского осадкообразования и отнести весь водоем к аридному или гумидному типу. Явные признаки климатического воздействия чувствуются в морских водоемах только в прибрежных зонах; в пелагических частях морей признаки климатической зональности ослабевают, а общая схема осадконакопления нивелируется.

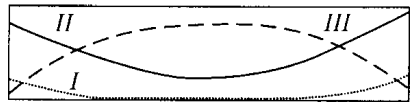
Характерно, что по сравнению с озерами темп накопления осадков в морях несомненно снижается. Как было показано в монографии А.П. Лисицына [1974], скорость осадконакопления в них варьирует от 0,01 до 0,4 мм/год, в среднем составляя 4 м/1000 лет. Падение темпа осадкообразования в морях, по сравнению с озерами, чрезвычайно интенсивно влияет на отсортированность морских осадков. На рис. 6.4, по данным Н.М. Страхова, воспроизводятся диаграммы распределения гранулометрических фракций в осадках озер, морей и океанов.

Для озерного осадконакопления наиболее типичны две верхние диаграммы. На них хорошо видно, что здесь закономерности распределения, по крайней мере двух различных гранулометрических фракций (алевритовых и пелитовых или алевритовых и песчаных), совпадают между собой; это обстоятельство отвечает плохой отсортированности озерных осадков, в которых всегда сохраняются черты хлидолитов или «мусорных» пород, по терминологии Л.В. Пустовалова.

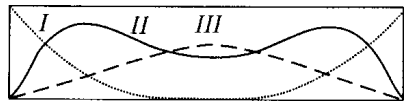
3 тип. оз. Байкал (южная часть)



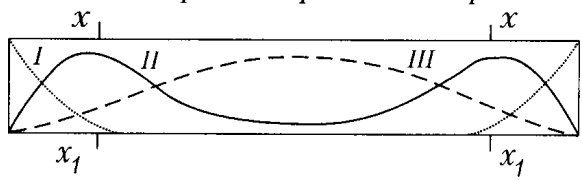
4 тип. оз. Балхаш



2 тип. Каспийское море
(по данным М.В.Кленовой)



Внутриконтинентальные водоемы
I тип. Черное и Аральское моря



Океанические бассейны

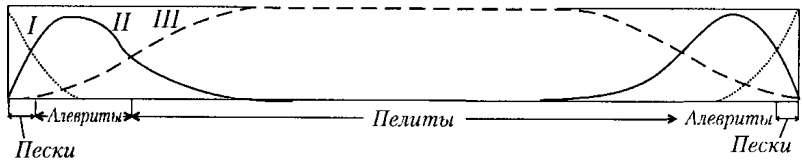


Рис. 6.4. Трансформация механической дифференциации вещества в озерах, морях и океанах [Страхов, 1954]

I–III – гранулометрические фракции: I – песчаная; II – алевритовая; III – пелитовая

Увеличение размеров акваторий и глубины водоемов обычно сопровождается обособлением гранулометрически различных фракций; этот усиливающийся процесс разделения осадочного материала по дну водоема хорошо виден на диаграмме самого крупного озерного бассейна – Каспийского моря-озера. Здесь каждая из трех различных гранулометрических фракций (песчаная, алевритовая и пелитовая) находят свое собственное место в общем ряду циркумконтинентальной зональности осадков.

В отличие от озер, эпиконтинентальные моря характеризуются четким разделением гранулометрических фракций; от берега в глубь бассейна в них образует-

ся ряд: пески, алевриты, глины, причем глинистые илы получают максимальное развитие в наиболее глубоководных и халистатических частях водоемов. Сходные закономерности поведения обнаруживаются во многих краевых морях, хотя общая картина поведения различных гранулометрических фракций здесь иногда существенно осложняется причудливым распределением островов, проливов, течений и близостью океанов.

Характерно, что именно грубообломочные фракции прибрежных морских осадков довольно полно отражают петрографический состав питающих областей водосборов. Как показало изучение современных морских россыпей, проведенное М.Г. Барковской, Э.С. Тримонисом, Е.Ф. Шнюковым с соавторами, Е.И. Невесским, Ф.А. Щербаковым, Х.Г. Христовым, Н.Г. Патык-Карой и А.И. Ивановым, А.И. Айнемером, А.А. Аксеновым, В.Л. Болдыревым, О.К. Леонтьевым, В.И. Елисеевым, Н.В. Логвиненко, И.А. Одесским и К.В. Яблоковым, Б.Х. Енизиаровым, О.К. Тареевой, Н.И. Фатеевой, Ю.Д. Шуйским, а также K.O. Emery, M. Hilmy, E.H. Coob, G.J. Abeva и др., максимальное влияние петрографического состава пород суши проявляется лишь в прибрежной, литоральной и шельфовой частях морских водоемов; в более глубоководных частях современных морей границы терригенно-минералогических провинций становятся расплывчатыми и неопределенными.

Океаны являются самыми крупными современными конечными водоемами стока. По данным, приведенным в работе [Sverdrup et al., 1942], морфометрия океанов (без прилегающих к ним морей) охарактеризована в табл. 16.

Таблица 16. Морфометрическая характеристика океанов

Океан	Площадь акватории, 10^6 км^2	Средняя глубина, м
Ледовитый	14,090	1205
Индийский	73,443	3963
Атлантический	82,441	3926
Тихий	165,246	4282

Общеизвестно, что по площади акватории самый маленький Ледовитый океан превышает самое крупное Средиземное море в пять с половиной раз, а Тихий океан – почти в 66 раз. Средние глубины океанов в 2–3 раза превышают глубины морей. Пожалуй, только Ледовитый океан по наиболее распространенным глубинам близок к Средиземному и Беринговому морям, однако на осадконакопление в этом водоеме огромное влияние оказывает паковый лед толщиной до 3-х метров, постоянно сковывающий почти всю его акваторию. В наиболее глубоком Тихом океане рекордные глубины, равные 10 915 м, установлены в Марианском желобе, с востока ограничивающем Филиппинское море, а в Индийском океане – вблизи от острова Ява, в Зондском желобе (7125 м). Эти самые глубокие впадины Мирового океана не имеют себе равных и на гипсографической кривой планеты, характеризующей ее океаническую часть, занимают самое крайнее положение.

Главной особенностью в строении океанов является глобальное распространение в них *океанической* коры; эта кора слагается осадками I сейсмического слоя, охватывающего юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, залегающие на породах II сейсмического слоя – базальтах, происхождение которых связано с мантией. По данным А.Б. Ронова [1993], осадки покрывают 76%

площади дна океанов; они распространены в пределах глубоководных котловин и на плитах. 24% площади океана, соответствующее 71 млн км^2 пелагиали, составляют срединные хребты, в которых базальты либо совсем лишены осадочного покрова, либо местами прикрыты разновозрастным осадочным чехлом.

В Ледовитом океане срединные сооружения представлены хребтами Мона, Таккеме, Ломоносова и Менделеева, в Атлантическом океане – Срединно-Атлантическим хребтом, в Индийском – Центрально-Индийским хребтом, Маскаренским плато, а также Чаго-Ландивским и Восточно-Индийским поднятиями, в Тихом океане – Южно- и Восточно-Тихоокеанским поднятиями.

Со срединными поднятиями океанских впадин связана интенсивная эффузивно-гидротермальная деятельность базальтового типа. Как было показано в работах Н.М. Страхова, А.П. Лисицына, Ю.А. Богданова, Е.Г. Гурвича, Г.Ю. Бутузовой, H. Wattenberg, G. Arhenius, T. Cronan, H. Bishoff, H. Bostrom, S. Landergreen и др. исследователей здесь широко развиты «черные» и «белые» курильщики, поля металлоносных осадков, в которых илы существенно обогащены железом и марганцем, и другие проявления подводных гидротерм, существенно усложняющие развитие нормального осадочного процесса.

Наряду с базальтовым вулканизмом, в некоторых регионах, например в западной части Тихого океана, весьма интенсивно проявляет себя андезитовый вулканизм; он поставялет в океан значительные массы пирокластического материала и газообразных компонентов (H_2O, N_2, H_2, а также HCl, HF и др.).

Таким образом, в океанах эндогенные источники вещества местами довольно успешно конкурируют с экзогенными, поставляющими материал с континентального блока.

Влияние климатической зональности континентов на образование океанических осадков по сравнению с морями еще более ослабевает. Важнейшие закономерности распределения породообразующих компонентов на дне этих водоемов определяются гидродинамикой океанских вод, рассмотренной в предыдущих главах работы и детально исследованной Н.М. Страховым [1954; 1976; 1979]. Второстепенные особенности осадков, такие как распределение айсбергового материала в высоких широтах вблизи от Антарктиды и Гренландии или локальное накопление планктогенного и бентосного кремнезема в высоких широтах и в тропическом поясе, могут истолковываться как с позиций гидродинамической концепции [Страхов, 1976; 1979], так и с точки зрения климатической зональности [Лисицын, 1979].

Однако полное несоответствие этих явлений механизму ледового, гумидного и аридного осадкообразования на континентальном блоке планеты не позволяет вписывать их в общую зональность типов осадочного процесса на Земле, как это делает в своих работах А.П. Лисицын [1974; 1979], и заставляет рассматривать их как осложнения осадочного процесса, характерные только для океанов.

В целом, можно, по-видимому, утверждать, что современный осадочный процесс только в пределах сравнительно узкой полосы побережья океанов реагирует на изменение климата; здесь в ледовых зонах получают развитие морены, флювиогляциальные отложения и продукты их переотложения, в гумидных зонах распространены продукты разрушения лесных подзолов, кор выветривания, скопления растительности, болотные и болотно-дельтовые образования, а в аридных обстановках появляются заливы и лиманы с типичными эвапоритами. По на-

правлению к пелагиали океанских водоемов влияние климата на процессы осадкообразования быстро падает и далее становится ничтожным [Страхов, 1976; 1979]. Огромные размеры океанских впадин делают океанское осадконакопление совершенно особым и неповторимым явлением.

Распределение различных гранулометрических фракций в океанических бассейнах показано на рис. 6.4. Очевидно, что здесь, в отличие от озер и морей, фракционирование взвесей достигает своего апогея; очень четко от берегов в глубь водоемов прослеживается ряд песок–алеврит–глина, причем тонкие пелитовые фракции захватывают огромные площади развития пелагических и гемипелагических отложений, по-существу представляя весь океанский осадочный процесс.

Накопление осадков в различных частях океанских впадин отличается удивительной контрастностью. В краевых частях этих гигантских водоемов, на шельфах и особенно в устьях крупных рек скорость осадконакопления, по данным А.П. Лисицына [1974; 1978], достигает 10–15 м/1000 лет (устья рр. Потомак, Парка, Миссисиппи, Ориноко) и иногда даже 18–30 м/1000 лет (Чесапикский залив, устье р. Менам).

Очевидно, что океанские впадины на отдельных участках периферии буквально переполняются грубым терригенным материалом, и его колоссальные скопления в дельтах рек периодически соскальзывают вниз по континентальным склонам, формируя описанные А.П. Лисицыным [1982] подводные оползневые потоки турбидитов, контуритов и фиксируясь на разных уровнях «лавинной» седиментации. Центральные же пелагические области этих водоемов представляют собой огромные «отстойники», которые находятся под слабым геохимическим влиянием поступления химических элементов с берегов, но с интенсивной подводной вулканической деятельностью, особенно резко проявляющей себя в рифтовых зонах срединных хребтов. Здесь осадконакопление осуществляется крайне медленными темпами, и средние его скорости колеблются в пределах 2–3 мм/1000 лет [Страхов, 1979; Лисицын, 1974; 1978]; в этой части океанических впадин реализуется самый крайний случай некомпенсированного осадконакопления.

Фазовая дифференциация в озерах, морях и океанах

Общеизвестно, что между гранулометрическим, минеральным и химическим составом илов существуют довольно определенные и жесткие связи [Страхов, 1954; Холодов, Недумов, 1981; Гордеев, 1983 и др.].

В одних и тех же дезинтегрированных пробах магматогенных или осадочных пород при переходе от фракции песчаной размерности (>0,1 мм) к фракции алевритов (0,1–0,01 мм) и пелитов (<0,01 мм) меняются ассоциации минералов, что в значительной мере определяется разной энергией их кристаллических решеток и, соответственно, разными размерами преобладающих в породе кристаллов. Аналогичным образом меняется и средний химический состав фракции.

Хотя в каждом конкретном регионе минеральный и химический состав фракций осадочных отложений варьирует в зависимости от состава разрушающихся материнских пород, типа выветривания, способа переноса осадочного материала и ряда других факторов, общие связи гранулометрического состава отложений с минеральным и химическим составом можно обнаружить в каждом исследуемом водоеме.

Это означает, что поведение химических элементов в озерах, морях и океанах существенно различно, т.е. *фазовая* дифференциация в каждом случае идет своим собственным путем.

На рис. 6.5 сопоставляются между собой современные скорости осадконакопления, элементы морфометрии и особенности накопления осадочного материала в озерах, морях и океанах. На графике показано, что в относительно небольших и неглубоких озерах, где господствуют очень большие скорости осадкообразования, в среднем достигающие 10 м/1000 лет, и очень сильно проявляет себя влияние климата и состава питающих провинций, четко различаются две ветви осадочного процесса. В гумидных обстановках реализуется сапропелевый тип осадконакопления, а в аридных – самосадочно-эвапоритовый.

В первом случае чисто механический процесс накопления терригенного материала, нередко отражающего, как мы видели выше, литолого-геохимический и петрографический состав водосборных площадей, осложняется массовым накоплением аллохтонной растительной и автохтонной планктогенной органики, формирующей сапропелевые осадки. При этом значительную роль в озерном осадконакоплении играют диатомовые водоросли, кокколитофориды и другие формы фито- и зоопланктона, а также бактерии.

Если учесть, что с почвенными и болотными водами в гумидных зонах в озера иногда поступает большое количество растворенных Fe, P, Mn, Si [Ковалев, 1985], что планктогенное органическое вещество концентрирует в себе V, Ni, Co, Mo, Re, Se, Ag, Cr, Ti и другие химические элементы [Войткевич и др., 1983], а также растительные остатки аллохтонной составляющей, которые дополнительно вносят в осадки Ge, Mo, B, Se и As [Юдович и др., 1972; Кизильштейн, 1983] станет очевидным, что сапропелевые осадки озер представляют собой результат сложной фазовой интеграции осадочного материала. На этом фоне смешивания компонентов, в результате диагенетических преобразований, под действием микробиологических процессов в осадках осуществляется разделение компонентов. Как показали Н.М. Страхов с соавторами [1968]; в ходе диагенетического перераспределения железо, марганец и, отчасти, фосфор здесь часто обособляются в виде конкреций, желваков и стяжений и в мелководных зонах образуют рудные скопления.

В озерах с эвапоритовой седиментацией осаждение карбонатов, сульфатов и хлоридов щелочных и щелочноземельных элементов также осуществляется на фоне терригенного осадконакопления, благодаря чему в озерных осадках четко различаются литогенные (терригенные) и галогенные химические элементы.

К группе терригенных химических элементов принадлежат Fe, Mn, V, Co, Cr, Ni, Pb и другие, входящие в состав различных обломков пород или мономинеральных гранулометрических фракций. К галогенным элементам, кроме карбонатов, сульфатов, хлоридов щелочных и щелочно-земельных элементов (HCO_3^-, CO_3^{-2}, SO_4^{-2}, Cl^{-1}, Na^{+1}, K^{+1}, Ca^{+2}, Mg^{+2} и др.) относятся Sr, F, B, Br, Rb, I и др. Все они концентрируются в кристаллической фазе и рапе испаряющихся озерных вод и, как мы увидим дальше, накапливаются на определенных стадиях галогенного цикла [Страхов, 1963].

В целом, и в этом случае процессы фазового *разделения* вещества сочетаются с процессами *смешения*; дифференциация и интеграция материала сложно переплетаются между собой при реализации озерного осадкообразования всех типов.

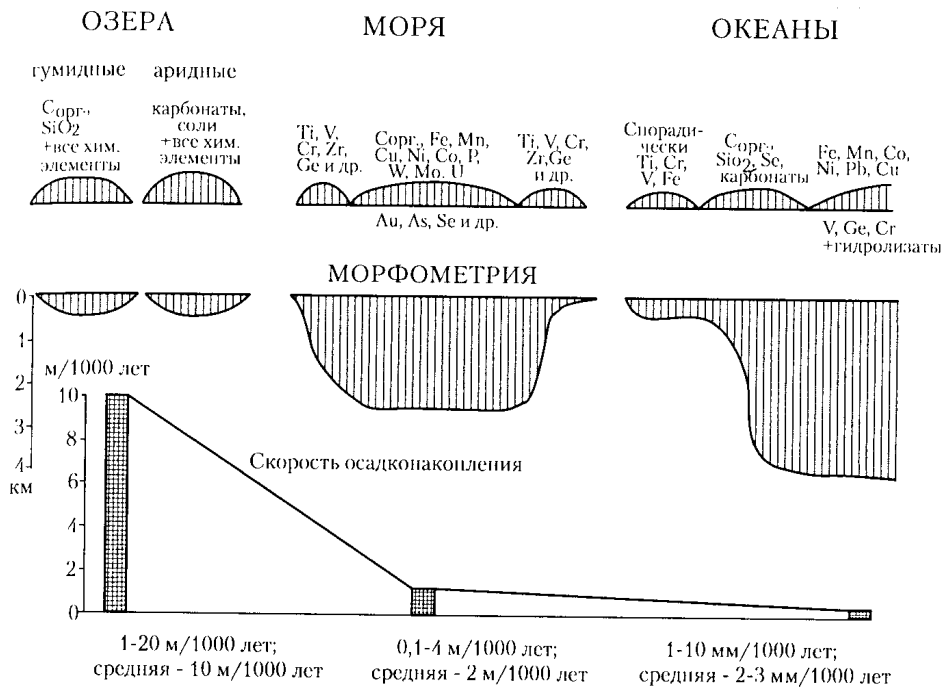


Рис. 6.5. Зависимость химической и биогенной дифференциации вещества от скорости осадконакопления и морфометрии водоемов

В более крупных морских водоемах средняя скорость накопления осадков уменьшается в 5 раз и достигает значений 2 м/1000 лет; одновременно усиливается фазовая дифференциация вещества, резко подавляющая здесь процессы интеграции. Как было показано на примере Черного моря, в литоральных зонах и на шельфовых площадках, в области усиленной деятельности течений, концентрируются элементы-гидролизаты – Ti, V, Cr, Zr, Ga, Ge и др., тесно связанные с минералами песчаной и алевритовой гранулометрических фракций. Они рассеиваются среди песков и алевритовых илов на широких прибрежных площадях, а в литоральных областях формируют россыпи тяжелых минералов.

В центральных, халистатических частях морских водоемов накапливаются обычно максимальные абсолютные массы пелитового, глинистого материала. Вместе с ним концентрируется планктогенное органическое вещество ($C_{орг}$), а также P, Mo, U, Cu, Au, As, Se, Co, Ni, W, Fe, Mn и другие элементы пелитовой группы. Накопление этих элементов в составе тонкодисперсных гранулометрических фракций происходит разными путями. Частично они извлекаются из вод водоема планктогенными организмами и оказываются прочно связанными с органическим веществом осадка, частично сорбируются гидроксидами железа и марганца и другими коллоидами, но иногда изначально попадают в водоем в виде терригенных пелитовых частиц или сорбируются глинистой взвесью.

Эти две группы химических элементов с различными вариациями прослеживаются как в эпиконтинентальных, так и в краевых морях, о чем свидетельствует табл. 17, составленная нами по литературным материалам.

Таблица 17. Распределение химических элементов в связи с различными гранулометрическими фракциями современных осадков внутренних и краевых морей

Моря	Песчано-алевритовая фракция	Глинистая фракция	Источник данных
Черное	Ti, Zr, Ge, Cr, V	Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, U, P, $C_{орг}$, Au, Sr	Страхов и др., 1971
Охотское	Ti, Fe, V, Cr	W, Cu, Ni, Mn, Mo, Co	Страхов, Нестерова, 1968
Балтийское	$SiO_{2\ вал}$, Sn, Zr, Ti(?)	Fe, Ti, P, Zn, Cu, Cr, Ni, Co, W, Ba, V, Mn, Mo, Cd, $C_{орг}$	Емельянов, 1981
Белое	Zr, Ti, Cr	Fe, V, P, Ni, Y, Co, Mn, $C_{орг}$	Невесский и др., 1977
Средиземное	SiO_2, Sn, Zr, Cr, Ti, частично P	Fe, V, Mn, Ni, Co, Be, B, Zn, Cu, Au, Ag, $C_{орг}$, и другие	Емельянов и др., 1979

Следует особенно подчеркнуть, что скопления органического вещества автохтонного и аллохтонного происхождения, а также сопутствующие ему высокие содержания химических элементов в современных морских водоемах всегда тяготеют к центральным халистатическим частям, где преобладают глинистые составляющие осадков.

На примере эпиконтинентальных и краевых морей эта закономерность была впервые установлена П. Траском [Trask, 1932], который показал тесную связь содержаний органического вещества именно с пелитовой фракцией. Позднее эта закономерность была подтверждена Н.М. Страховым [1954], Е.А. Романкевичем [1977] и другими исследователями.

Характерно, что увеличение площади и усложнение строения эпиконтинентальных морей соответственно усложняет и общую схему фазовой дифференциации в их осадках. Так, огромное Средиземное море, распадающееся на моря Альборан, Болеарское, Лигурийское, Тирренское, Адриатическое, Ионическое, Эгейское и Критское, отличается крайне пестрой картиной фазовой дифференциации осадочного материала [Емельянов и др., 1979]. В северных и северовосточных его частях осадочный процесс осложняется наземной и подводной вулканической деятельностью. С пирокластикой наземных вулканов в Калабрийской (Тирренской) и Эллинской (Эгейской) провинциях в осадки поступают SiO_2, K_2O, Zr; с подводными гидротермами – Fe, Mn, P, отчасти SiO_2 и B.

Еще более сложную картину фазового разделения вещества можно наблюдать в краевых морях, где на обычную осадочную и вулканическую деятельность накладывает отпечаток близость океанов, и существуют участки, на которых морское и океанское осадконакопление сливаются воедино.

В морфометрически огромных океанах фазовое разделение осадочного материала проявляется наиболее полно, но в отличие от морей здесь начинает чувствоваться дефицит некоторых компонентов; как мы увидим дальше, именно широкое распространение осадков, обогащенных тонким пелитовым материалом в

огромных океанических пелагиалях, резкий дефицит реакционноспособного органического вещества в центральных частях этих водоемов и избыточное накопление здесь железа и марганца, имеющих как осадочное, так и вулканогенно-осадочное происхождение, являются своеобразной визитной карточкой океанов.

Как это хорошо видно на рис. 6.5 в океанах еще больше ослабевает темп осадкообразования в целом. Несмотря на проявление интенсивного терригенного накопления материала в устьях рек и на шельфе, главная особенность океанических процессов заключается в существовании огромных по площади пелагических областей, где скорость осадконакопления не превышает нескольких мм в тысячу лет. Предельно малые средние скорости осадконакопления в океанах хорошо гармонируют с предельной некомпенсированностью океанских впадин.

В ряду океанской фазовой дифференциации вещества выделяются 3 группы химических элементов, ведущих себя на идеализированном фациальном профиле океанов весьма контрастно. К первой группе принадлежат элементы-гидролизаты, ко второй – биогенные химические элементы, а к третьей – элементы океанических пелитов – Fe, Mn и сопутствующие им микроэлементы.

Так же как и в морях, в прибрежной зоне океанов концентрируются элементы-гидролизаты, связанные с устойчивыми терригенными минералами; к ним принадлежат – Ti, V, Cr, TR, Zr, Hf, Ge, Pt, Fe и др. В литоральных зонах, на пляжах, они образуют современные прибрежно-морские россыпи хорошо, описанные в работах Н.П. Хераскова и др., В.П. Петелина, Е.А. Величко, Е.А. Корбут, А.А. Аксенова, Д. Кронана, А.И. Айнемера и Г.И. Коншина, D. Moore и многих других.

Было показано, что среди шести различных минеральных ассоциаций океанских россыпей наибольшим развитием пользуются две: 1) ильменит, рутил, циркон, магнетит, гранат, монацит, реже силлиманит, касситерит, ставролит, шпинель и дистен и 2) титаномагнетит, магнетит, пироксены, реже сфен и апатит [Айнемер, Коншин, 1982].

В разных океанах современные россыпи распределены довольно неравномерно. Так, например, в Тихом океане россыпи широко развиты на восточном побережье Австралии, у берегов Новой Зеландии, на отмелях островов Зондского архипелага, в Индокитае, у берегов островов Японии и полуострова Камчатка, у южных берегов Аляски и на побережьях штатов Калифорния и Орегон (США). В Индийском океане области накопления минералов россыпей установлены на побережье ЮАР, Мозамбика и Танзании, у берегов Мадагаскара, на западном и восточном побережьях Индии, в Индонезии и Западной Австралии. Наконец, в Атлантике промышленные залежи россыпных минералов известны у побережья Флориды (США), на шельфе Бразилии и Уругвая, в прибрежных районах Сенегала, Сьерра-Леоне и Марокко. В пределах шельфовых зон океанических бассейнов содержание элементов-гидролизатов в осадках понижается, а распределение становится все более равномерным.

В группу биогенных компонентов входят $C_{орг}$, $CaCO_3$, SiO_2, а также P, N, S, Se, Br, I и др. Их концентрация в первую очередь связана с жизнедеятельностью фитопланктона, который дает начало длинным трофическим цепям морских организмов. Каждый последующий член такого ряда использует вещество предыдущего и словно эстафету передает биогены по биологической цепочке организмов от приповерхностной зоны и вплоть до их захоронения в осадках.

Одновременно и параллельно сверху вниз двигается поток погибших организмов, входивших ранее в состав фито- и зоопланктона; они разлагаются, мине-

рализуются и видоизменяются под действием химического и биохимического воздействия и достигают дна, пройдя целую гамму разнообразных превращений.

На поведение биогенных химических элементов в осадках большое влияние оказывает распределение биомасс планктона в поверхностном слое океанических вод. Как это было показано в работах Л.А. Зенкевича, В.Г. Богорова, О.И. Кобленц-Мишке с соавторами, Н.М. Страхова, Е.А. Романкевича и др. исследователей, планктогенная органика концентрируется в периферических частях океана, где образует узкую и прерывистую циркумконтинентальную полосу, вытянутую вдоль побережий. В распределении максимальных концентраций биогенных компонентов намечается также субширотная зональность в виде слабо проявленного тропического пояса. По направлению к центрам океанических халистаз биомасса и продуктивность планктона заметно уменьшаются, и на огромных площадях океанов здесь образуются «халистатические пустыни» [Страхов, 1979].

В общих чертах распределение биогенных масс в поверхностной пленке вод отражается в поступлении биогенных элементов в осадки; это явление, характерное для океанов, Н.М. Страхов предложил назвать «принципом соответствия» Л.А. Зенкевича [Страхов, 1978].

Следует подчеркнуть, однако, что наряду с биомассой и биопродуктивностью планктона заметное влияние на этот процесс оказывает морфометрия океанов и дефицит органического вещества. Планктогенное органическое вещество, проходя сквозь огромную толщу океанических вод, быстро разлагается, минерализуется и окисляется; оно в неизменном состоянии достигает дна только в периферических частях океанических водоемов. В центре халистаз оно практически отсутствует, и благодаря этому пелагические осадки океанов в избытке содержат гидроксиды железа и марганца.

В этом заключается важное отличие морского и океанического осадконакопления; если в морях наиболее глубокие, халистатические части водоемов наряду с глинистым заполняются органическим веществом и сопутствующими им компонентами, то в океанах пелагические и гемипелагические осадки резко обеднены органикой и часто концентрируют прочие химические элементы в гидроксидной форме.

Планктогенные (кокколитофориды, фораминиферы и др.), бентогенные (раковины моллюсков, криноидеи, морские ежи, кораллы и их обломки) и терригенные карбонаты, привнесенные с суши, распространены в более широком диапазоне, нежели органическое вещество. Нижней границей развития карбонатных илов является уровень *карбонатной* компенсации. Согласно данным А.П. Лисицына [1960], в разных океанах и на разных широтах он варьирует в пределах: Атлантический океан – 3650–6000 м; Индийский океан – 3400–5500 м; Тихий океан – 4100–5300 м.

Ниже этой границы существование твердых фаз $CaCO_3$ и $MgCO_3$ становится невозможным, и океанские осадки переходят в бескарбонатные разновидности.

Кремнезем, согласно данным А.П. Лисицына [1966] и Н.М. Страхова [1979], резко недосыщает морскую воду, и поэтому все его концентрации в океанских осадках имеют планктогенное происхождение; SiO_2 накапливается в виде раковинок радиолярий и диатомей. Благодаря их устойчивости к растворению кремнистые илы могут формироваться на разных глубинах и в океанах образуют кремневые пояса, которые мы уже рассматривали выше.

К третьей группе принадлежат химические элементы, ассоциирующиеся с железом и марганцем. Они очень широко развиты в глубоководных пелагических и гемипелагических океанских осадках. Согласно данным Н.М. Страхова [1976], они образуют четыре подгруппы: собственно железную (Fe, Ge, V, Cr), гидролизатную (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb), халькофильную (Pb, Zn, As, Cu) и марганцевую (Mn, Co, Ni, Mo).

Все эти элементы распределяются по дну в полном соответствии с гранулометрией терригенной части осадков. Более того, анализ поведения абсолютных масс химических элементов показывает, что их максимумы сдвигаются относительно друг друга от берега к пелагиали и закономерно образуют зоны накопления вначале железной, затем гидролизатной, халькофильной и марганцевой групп [Страхов, 1976]. Налицо чрезвычайно высокая степень дифференциации вещества, совершенно недостижимая в условиях морских водоемов.

Механизм распределения элементов группы железа-марганца тесно связан с фазовыми превращениями и гидродинамическим фракционированием твердых частиц. По мнению Н.М. Страхова [1976], внесенные в океан с суши растворимые элементы этой группы быстро коагулируют, а возникающие сгустки ведут себя как обычная механическая взвесь.

По-видимому, аналогична и судьба элементов, поступающих в воду гидротермально-осадочным путем. Многократные переходы из взвеси в раствор и обратно, совершающиеся на фоне гидродинамической сортировки материала, в конечном счете приводят к полному разделению компонентов и возникновению довольно четко ограниченных химико-гранулометрических рядов; этому процессу особенно способствуют колоссальные размеры океанских впадин и высокая гидродинамическая активность водной массы.

Литература

Алабышев В.В. Зональность озерных отложений // Известия Сапропелевого комитета. 1932. Вып. 6. С. 15–82.

Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 263 с.

Блажчишин А.И. Баланс Fe, Mn и Pb в Балтийском море. В кн.: Геологическая история и геохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1979. С. 122–130.

Большой советский атлас мира. 1952. Т. I.

Валяшко М.Г. Классификационные признаки соляных озер // Труды Всесоюзн. научно-исслед. ин-та галлургии. Вып. 23. 1952. С. 3–82.

Валяшко М.Г. Геохимия месторождений калийных солей. В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.:Изд-во АН СССР, 1956. С. 182–208.

Валяшко М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки Земли // Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. I. С. 253-277.

Гордеев В.В. Речной сток в океаны и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Емельянов Е.М. Зональность седиментогенеза в Атлантическом океане. В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 113–126.

Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1979. 132 с.

Войткевич Г.В., Кизильштейн Л.Я., Холодков Ю.И. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. 156 с.

Кизильштейн Л.Я. Взаимодействие металлов с костным органическим веществом. В кн.: Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. С. 34–46.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов // Морская геология. Доклады XXI сессии МГК, докл. советских геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 42–67.

Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–192.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Глобальные зоны седиментогенеза. В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979. С. 118–136.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация. В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982. С. 3–59.

Литвин В.М. Геоморфология и физико-географические условия Балтийского моря. В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука. 1981. С. 5–21.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т.II. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 388 с.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 226 с.

Перельман А.И. Очерки геохимии ландшафта. М.: ГИГЛ, 1955. 392 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 203 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 143 с.

Россолимо Л.Л. Седиментация отложений в Глубоком озере // Труды Всесоюзн. гидробиол. общ., 1949. С. 36–72.

Россолимо Л.Л. Очерки по географии внутренних вод СССР. М.: Учпедгиз, 1950. 320 с.

Степанов В.Н. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей // Океанология. 1961. № 1. С. 23–42.

Страхов Н.М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 35–80.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: ГОНТИ, 1963. 534 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212. 1976. 299 с.

Страхов Н.М. К познанию терригенной седиментации в океанах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 14–38.

Страхов Н.М. Геохимия современного океанского седиментогенеза. В кн.: Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 9–239.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса // Труды ГИН АН СССР. Вып. 185. 1968. 496 с.

Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3–31.

Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских осадков (на примере Охотского моря) // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 223–252.

Титова А.П. Закономерности размещения и критерии прогнозирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Срединном Тянь-Шане. Автореф. дисс. … доктора геол.-мин. наук. ТашГУ. 34 с.

Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12–27.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. I. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002а. № 3. С. 227–241.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. II. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002б. № 4. С. 339–338.

Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002*в*. № 11. С. 47–58.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.

Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю., Туровский Д.С. Каспийское море: проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.

Хрусталев Ю.П., Резников С.А., Туровский Д.С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1977. 159 с.

Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1973. С. 138–163.

Шостакович В.В. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии // ИГО. 1941. Т. 73. № 3. С. 393–415.

Юдович Я.Э., Корычева А.А., Обручников А.С. Среднее содержание элементов-примесей в ископаемых углях // Геохимия. 1972. № 8. С. 1023–1031.

Collet L.W. Les lacs, leur mode de formation, leurs laux, leur destin. Elements de Hydrogeologie. Paris, 1925. 95 p.

Evans J.E., Jonson T.C., Alexander E.C. et al. Sedimentation rates and depositional processes in lake Superior from Pb^{210} geochronology // J. Great Lakes Res. 1981.V. 7. N 3. P. 299–309.

Sverdrup H.U., Jonson M.W., Fleming B.H. The Oceans. N.Y: Pr. Hall Inc. Englewond Cliffs, 1942. 550 p.

Trask P. Origin and environment of source bed of petroleum. Houston, 1932. 156 p.

ГЛАВА 7
ДИАГЕНЕЗ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОСАДКОВ

Стадия диагенеза сменяет накопление рыхлых осадков на дне водоемов и охватывает весь этап их превращения в твердые осадочные породы; именно на этой стадии рождается большинство осадочных пород, что и отразилось в термине «диагенез», означающем в переводе с греческого языка «второе рождение».

Диагенетические преобразования осадков осуществляются как на континентах, так и в конечных водоемах стока. Континентальные процессы диагенеза М.С. Швецов [1958] предложил выделить под общим наименованием *экзодиагенез* или *субаэральный диагенез.*

Субаэральный диагенез

Процессы преобразования осадков в осадочные горные породы на континентах по-разному реализуются в различных климатических и фациальных обстановках.

В гумидных зонах ведущими факторами экзодиагенеза становятся дождевая влага и наземная растительность.

В лесных и приморских ландшафтах очень широко распространен процесс заболачивания; в низовых и верховых торфяных болотах накопившиеся растительные остатки проходят все стадии оторфования (тление с участием термофильных бактерий, гумификацию и битуминизацию), превращающие органическую массу в торф и сапропель (В.Н. Сукачев, Д.А. Герасимов, Г.И. Панфильев, С.Н. Тюремнов, Н.М. Страхов, Д.С. Орлов, Г.И. Бушинский, М.Н. Никонов, А.В. Македонов, К.И. Лукашев, В.А. Ковалев, П.П. Тимофеев, Л.И. Боголюбова). Кислород дождевых вод здесь быстро расходуется на окисление органического вещества, и в болотных водах формируется глеевая обстановка. Кислые глеевые воды растворяют карбонаты Fe^{+2}, Mn^{+2} и ряд рудных компонентов, которые интенсивно перераспределяются и на прилегающих участках цементируют пески, галечники и другие проницаемые породы. Под действием болотных вод интенсивно трансформируются глинистые минералы; по данным В.Д. Келлера [Keller, 1968], здесь наблюдается переход иллита в каолинит, а П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1972] экспериментально доказали каолинизацию монтмориллонита.

Очень подробно экзодиагенез болотных систем был описан в работах А.Н. Орлова [1939], Г.И. Бушинского [1946; 1952], В.И. Копорулина [1966], А.Г. Коссовской с соавторами [1971], В.А. Ковалева [1985].

Экзодиагенетические преобразования реализуются также в почвах. Здесь при сочетании воздействия атмосферных осадков, наземной растительности, микрофлоры (бактерии, водоросли и грибы) и грунтовых вод возникают разные геохимические обстановки, воздействующие на минеральный каркас подстилающей породы.

Избыток дождевых осадков в гумидных почвах рождает большие массы растительности, но и усиливает вынос органического вещества. Воды приобретают бурую окраску и кислую реакцию; они выносят за пределы почвенного слоя гидроксиды железа, алюминия и карбонаты. Относительно накапливается кремнезем и образуются подзолистые почвы. Южнее, где влаги меньше, но растительность все еще богатая, продукты ее разложения остаются в почве, окрашивая ее в черный цвет (чернозем). В этих условиях гидроксиды Fe и Al остаются на месте, а выносятся одни карбонаты; реакция среды остается кислой.

В аридных зонах из-за бедности растительности резко уменьшается количество кислот, и реакция почвенных вод становится щелочной; в этих условиях карбонаты выпадают в осадок, формируя конкреции и псевдоморфозы, а иногда цементируя терригенную массу. В отличие от них кремнезем растворяется и выносится за пределы почвенных пластов; формируются светлоземы.

Следует подчеркнуть, что благодаря экзодиагенетическому аутигенному минералообразованию почвенные горизонты могут консервироваться, превращаться из осадка в породу и, как это показали И.П. Герасимов [1961], W.D. Keller [1968], А.П. Феофилова [1972; 1975], G.J. Retallack [1990], Г.Ю. Якименко с соавторами [2000], четко прослеживаются в угленосных и красноцветных формациях палеозоя и более древних отложений.

Сравнительно недавно большое внимание привлекли к себе процессы экзодиагенеза, которые связаны с аллювиальными отложениями разного возраста. Оказалось, что многие речные палеодолины, заполненные русловыми и пойменными образованиями и врезанные в кристаллический фундамент, прорванный интрузиями кислого состава (граниты, диориты и др.), содержат урановое и урано-редкометальное оруденение. Рудопроявления и месторождения такого типа широко распространены в пределах Тургайской впадины, Казахстана, Сибирской платформы и Забайкалья.

Геологическое строение двух таких месторождений по данным И.А. Кондратьевой и М.В. Нестеровой [1997], показано на рис. 7.1. Далматовское месторождение расположено на восточном склоне Урала и сложено русловыми и пойменными сероцветными фациями коскольской свиты, относимой по возрасту к средней юре–мелу; они выполняют русловой врез, а выше переходят в красноцветы и перекрывают речные отложения. Часть сероцветных отложений вреза окислена водами, а на рубеже окисленных и неокисленных пород развивается настуран-коффинитовое оруденение, образующее пласты и роллы. Цементом слабоизмененных сероцветных песчаников и гравелитов является каолинит; местами он развивается по биотиту и содержит лейкоксен. Подобные преобразования типичны для гумидного экзодиагенеза и связаны с формированием гумидных кор выветривания.

Как показывают работы А.Б. Халезова [1993], И.А. Кондратьевой и М.В. Нестеровой [1997], процессы экзодиагенеза в русловых отложениях Далматовки завершились внедрением кислородсодержащих и урагоносных подземных вод и формированием рудных тел на контакте с восстановленными породами. Это подтверждается возрастом оруденения, которое по отношению Pb^{206}/U^{238} оценивается в 130–140 млн лет.

Сходное геологическое строение имеет Семизбайское ураново-редкометальное месторождение, расположенное на границе Казахского нагорья и Западно-Сибирской низменности. Здесь речной врез заполняет семизбайская свита, принадлежащая к верхней юре–валанжину. Это сложно построенная красноцветная толща, в которой сероцветно-красноцветные аллювиальные отложения сочетают-

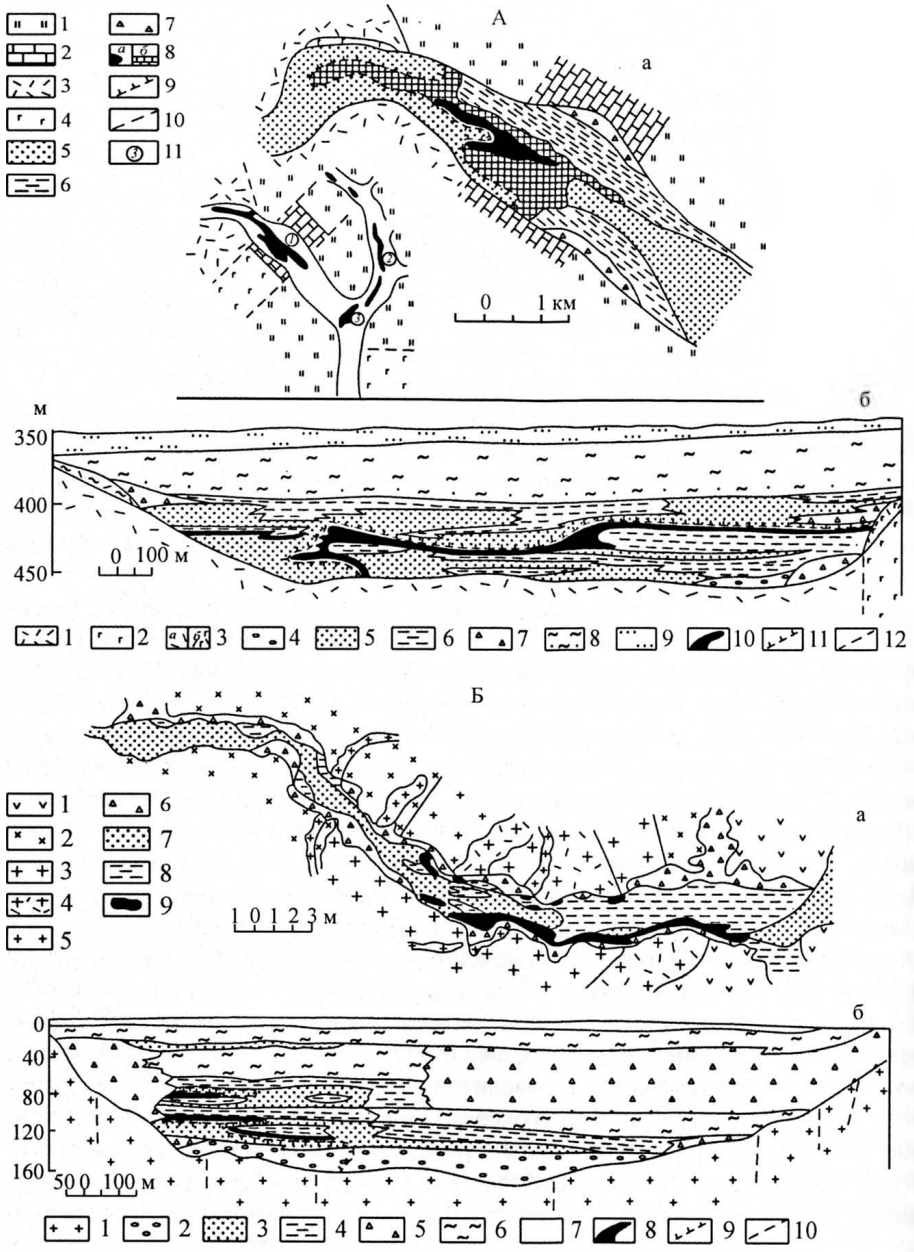


Рис. 7.1. Строение урановых месторождений в палеодолинах рек [Кондратьева, Нестерова, 1997]

А – схема строения Далматовского месторождения: а – геологическая карта Центрального участка; б – литолого-фациальный разрез палеодолины (по И.И. Лучинину, А.Б. Халезову, А.Д. Коноплеву).

а – 1–4 – породы фундамента: 1 – слюдистые и углеродистые сланцы (Pz), 2 – мраморизованные известняки (Pz), 3 – липариты (J_1), 4 – базальты (J_1); 5–7 – отложения коскольской сви-

ты (J_{2-3}–K_1): 5 – сероцветные песчаные русловые, 6 – сероцветные алевролито-глинистые пойменные, 7 – красноцветные гравийно-песчано-глинистые делювиально-пролювиальные; 8 – урановое оруденение: *а* – богатые и рядовые руды, *б* – бедные руды; 9 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 10 – тектонические нарушения; 11 – участки месторождения: *1* – Далматовский; *2* – Уксянский; *3* – Усть-Уксянский;

б – 1–3 – породы фундамента: 1 – липариты, 2 – базальты, 3 – кора выветривания: *а* – по липаритам, *б* – по базальтам; 4–6 – сероцветные аллювиальные отложения нижнекоскольской подсвиты: 4 – галечно-гравийные русловые, 5 – песчаные русловые, 6 – глинисто-алевролитовые пойменные; 7 – гравийно-песчано-глинистые конусов выноса; 8 – красноцветные делювиально-пролювиальные и озерные глинисто-песчаные и глинистые отложения верхнекоскольской подсвиты; 9 – песчаные K_2; 10 – урановое оруденение; 11 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 12 – тектонические нарушения.

Б – схема строения Семизбайского месторождения: а – геологическая карта, б – литолого-фациальный разрез палеодолины (по Л.Л. Бобровой).

а – 1–5 – породы фундамента: 1 – андезиты, туфы (O_2); 2 – диориты, гранодиориты (O_3-S_1), 3 – биотитовые граниты (S_2–D_1), 4 – порфировидные лейкограниты (D_{2-3}), 5 – дайки гранит-аплитов (D_{2-3}); 6–8 – отложения Семизбайской свиты (J_3-K_1): 6 – красноцветные гравийно-песчано-глинистые конусов выноса, 7–8 – сероцветные аллювиальные: 7 – галечно-гравийно-песчаные русловые, 8 – глинисто-алевролитовые пойменные; 9 – урановое оруденение.

б – 1 – гранитоиды фундамента палеодолины; 2–4 – сероцветные аллювиальные отложения семизбайской свиты: 2 – гравийно-галечные русловые, 3 – песчаные русловые, 4 – глинисто-алевролитовые пойменные; 5,6 – красноцветные отложения семизбайской свиты: 5 – гравийно-песчано-глинистые делювиально-пролювиальные, 6 – алевролито-глинистые пойменно-озерные; 7 – отложения K, Q, перекрывающие семизбайскую свиту; 8 – урановое оруденение; 9 – граница древней зоны грунтово-пластового окисления; 10 – тектонические нарушения

ся с делювиально-пролювиальными красноцветами. Во вмещающих толщах распространен железистый смектит (нонтронит), нередко образующий каемки вокруг терригенных обломков. Широко распространен карбонатный цемент и разнообразные карбонатные включения – от линз и до выделений кальцита, сильно напоминающих каличе. Все эти проявления довольно определенно могут быть отнесены к аридному экзодиагенезу.

Более позднее ураново-редкометальное оруденение обычно локализуется на границе между окисленными красноцветными и содержащими углистые остатки серыми пойменными отложениями; на Семизбайском месторождении рудный процесс сильно осложнен более поздними преобразованиями, вплоть до гидротермальной проработки [Кондратьева, Нестерова, 1997].

Из всего изложенного нетрудно сделать вывод, что экзодиагенез аллювиальных отложений чрезвычайно разнообразен и, по-видимому, хорошо отражает климатические особенности района.

В процессах аридного экзодиагенеза роль растительности и атмосферных осадков сводится к минимуму, и на первый план выступает испарение воды и деятельность грунтовых вод. Аридный экзодиагенез очень ярко проявляется в себхах – прибрежных морских равнинах, изредка заливаемых морскими водами, но расположенных выше литоральной зоны. Здесь образуются скопления бактериально-водорослевых матов и новообразования карбонатов (доломит), гипса и ангидрита, галита, цементирующие терригенно-биогенные отложения побережья.

Себхи были описаны в работах Дж.М. Фридмана и Дж.И. Сандерса [1970], Д.К. Патрунова и Т.Н. Голубовской [1976], Б.Ш. Штейбера, М.Е. Такера и Р. Тилла [1990], А.А. Махнача [2000], W. Sugden, L.V. Jlling, A.J. Wells, R. Curtus,

D.J. Sherman, E.A. Shinn, G. Evans, B.N. Purser, E.A. Skinn, D.J. Kinsman, P. Bush, J.P. Batler, R.W. Patterson, B.C. Shreiber, J.M. West и многих других исследователей. Они распространены на берегах Персидского залива, в устье Нила (Египет), на побережье Средиземного моря, в Испании и Калифорнии (США).

Фациальное строение себхи Абу-Даби, расположенной на южном берегу Персидского залива, показано на рис. 7.2. Здесь система рифовых построек и коралловых скоплений отделяет от Персидского залива, соленость которого достигает 40–50‰, узкий пролив – лагуну Хор-аль-Базам. Благодаря жаркому климату и интенсивному испарению вод соленость лагуны достигает 70‰ и более. Это, по-видимому, обеспечивает высокую соленость части грунтовых вод, залегающих под осадками побережья.

Юго-восточнее и южнее лагуны располагаются пеллетовые, коралловые и органогенно-водорослевые пески, чередующиеся с полями оолитовых песков; они располагаются в пределах литорали. В верхней литоральной зоне распространены бактериально-водорослевые маты, ограничивающие зону себхи с северо-запада.

Осадки, слагающие себху, состоят из остатков бактериально-водорослевых матов, эоловых наносов, доставленных сюда с побережья, и карбонатных пеллетовых и скелетных песков, привнесенных с моря. Вся эта масса пронизана кристаллами гипса, реже – галита и карбонатов. Эти диагенетические новообразования возникают в результате мощного испарительного процесса; к поверхности здесь подтягиваются соленые лагунные и пресные континентальные грунтовые воды, из которых выпадает масса диагенетических кристаллов; здесь же формируются стяжения ангидрита и желваки гипса так, как это показано на рис. 7.2.

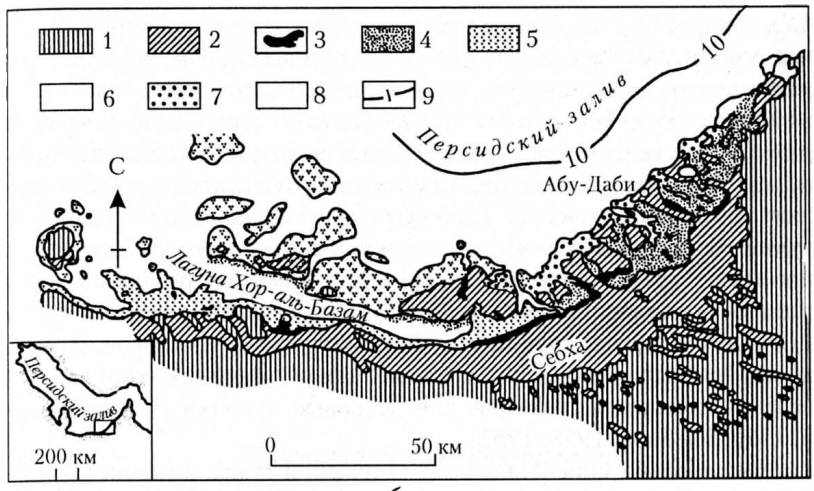
Механизм диагенетического засоления рыхлых осадков, характерный для себхи, проявляется в различных районах пустынь. Здесь грунтовые воды в результате речной подпитки получают огромное количество солей. Так, например, по подсчетам А.В. Сидоренко [1956] и В.Н. Кунина [1959], бессточные реки Теджен и Мургаб и транзитно пересекающая регион Аму-Дарья ежегодно пополняют грунтовые воды пустыни Кара-Кум на $3x10^6$ т воды. В результате, под покровом песков и глин содержится огромная масса минерализованной воды.

Благодаря высоким температурам пустынь и интенсивному испарению воды на дневной поверхности возникает движение растворов снизу вверх, от уровня грунтовых вод к поверхности [Ковда, 1946]. По мере движения растворов они последовательно теряют труднорастворимые полуторные окислы Fe и Al, затем – карбонаты, сульфаты и хлориды, которые могут цементировать гравий и пески, превращая их в гравелиты и песчаники. Так, при сравнительно неглубоком залегании грунтовых вод будет происходить экзодиагенетическая карбонатизация осадков, а при более глубоком – преимущественное огипсование и даже формирование солончаков.

Действительно, в пустынях Кара-Кумы, Кызыл-Кумы и Мексики образование экзодиагенетических карбонатных кор мощностью до 6–10 м, залегающих под поверхностью несцементированных осадков, было описано в работах А.В. Сидоренко [1956; 1958], Н.М. Страхова [1962], J.R. Allen [1974], W.R. Leeder [1975] и других авторов. Их формирование, по-видимому, тесно связано с образованием каличе, калькретов, аккырш, нари и других локальных проявлений диагенетических новообразований.

Несколько иначе проявляет себя экзодиагенез в ледовых обстановках; моренные отложения, сцементированные льдом, благодаря оттаиванию гляциальных смесей вспучиваются, обводняются и обогащаются кислородом. Как это показал Н.М. Страхов [1963], проникающий с водами кислород здесь стимулирует окисле-

а



б

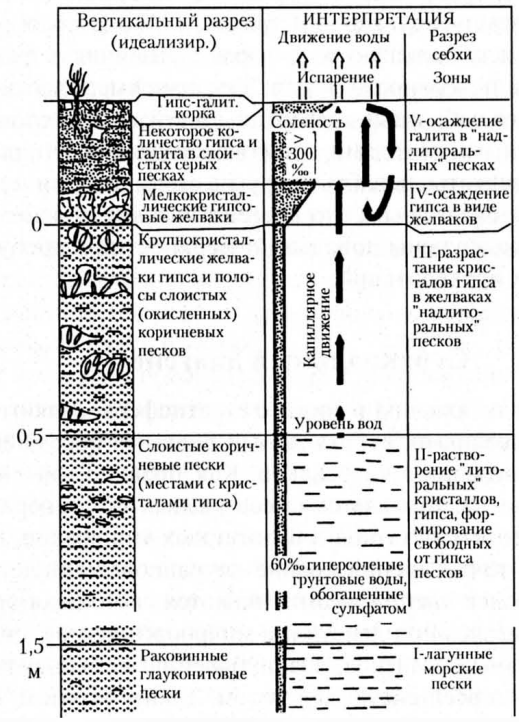


Рис. 7.2. Условия формирования себкхи на южном побережье Персидского залива и в дельте р. Нила

а – карта фаций прибрежных карбонатных отложений в районе Абу-Даби [Butler et al., 1982]: 1 – суша; 2 – себкха; 3 – водорослевые маты; 4 – пеллеты и илы; 5- пеллеты, грейпстоуны и скелетные пески; 6 – оолиты; 7 – органогенные рифы и кораллово-водорослевые пески; 8 – скелетные пески; 9 – глубина (морские сажени); *б* – типичный вертикальный разрез осадков большинства прилегающих к морю депрессий в египетской себкхе, расположенной вдоль дельты Нила близ Эль-Хаммама. Соленость летом увеличивается от умеренно гиперсоленой (31–61‰) ниже водного зеркала вверх к зоне осаждения галита (до > 300‰ в верхних частях осадка). Вода насыщена в отношении сульфата даже ниже водного зеркала [West at. al., 1979]

ние Fe^{+2}, Mn^{+2} и других поливалентных элементов. Высвобождается и перераспределяется CO_2, карбонаты местами концентрируются и цементируют механически отложенные осадки. Процесс диагенетической переработки морены в результате повышения температуры начинается сверху и распространеняется вниз постепенно, охватывая всю толщу осадков. На заключительных стадиях этого явления в переработку механических смесей, составляющих морены, включаются примитивные организмы типа бактериально-водорослевых матов, грибов и лишайников.

Процессы экзодиагенетической карбонатизации очень широко развиты в лессах, образующихся из ледниковой алевритовой пыли, отложенной ветром или текучей водой и пространственно связанных с древними ледниковыми областями. Атмосферная и почвенная влага при участии растительности способствует не выносу, а отложению в них карбонатов, цементирующих алевриты, облекающих отдельные зерна терригенных минералов и формирующих конкрециевидные карбонатные включения, журавчики или лессовые куколки [Пустовалов, 1940; Наливкин, 1956; Швецов, 1958; 1962].

Экзодиагенез вулканогенно-осадочных отложений также в значительной степени зависит от ледовых, гумидных или аридных обстановок, господствующих в районе извержений наземных вулканов [Страхов, 1963]. В преобразовании самого вулканогенного материала большую роль играют различия в физико-химических условиях в недрах и на поверхности Земли. Так, например, дегазация термальных источников рождает разнообразные травертины и гейзериты, сложно сочетающиеся с осадками и осадочными породами, а пирокластический материал очень быстро трансформируется в смектиты, цеолиты и другие вторичные минералы.

В целом становится очевидным, что диагенетические преобразования осадков на континентах все еще изучены довольно поверхностно и требуют более глубоких и систематических исследований.

Субаквальный диагенез

Поскольку морские отложения в составе стратисферы являются наиболее распространенными отложениями, субаквальный диагенез несомненно является ведущим процессом трансформации осадков. Как правило, на дне озер, морей и океанов первоначально накапливается смесь разных по минералогическому составу обломков, биогенных остатков и аутигенных минералов, представляющих с физико-химической точки зрения крайне неуравновешанную, «пеструю» систему. Среди них наиболее энергоемкими являются скопления органического вещества, которые, разлагаясь под действием микроорганизмов, способствуют преобразованию минеральных остатков, возникновению новых аутигенных минералов и уравновешиванию всей системы в целом. Таким образом, главным направлением диагенетических преобразований является стремление иловой системы перейти из неуравновешанного в уравновешанное состояние.

Необходимо, однако, иметь в виду, что преобразования, способствующие физико-химическому уравновешиванию осадков, обозначают только направленность диагенетической совокупности процессов; на самом же деле система стремится к равновесию, но никогда его не достигает.

Следует подчеркнуть, что все диагенетические минеральные преобразования осуществляются в водной среде, в сильно обводненных илах при нормальных

температурах и давлении. При этом иловые воды во всех случаях оказываются тесно связанными с наддонными водами материнского осадочного бассейна. Иначе говоря, диагенетические превращения в субаквальном диагенезе осуществляются в *открытой* физико-химической системе, к которой трудно применимы рассчеты равновесной термодинамики. Это важное положение было недавно хорошо подтверждено работой Ю.Н. Гурского [2003], который на примере ряда внутренних морей Евразии показал зависимость химического состава иловых вод от состава и солености наддонных вод.

В морях и океанах известны два типа диагенетических преобразований – *восстановительный* и *окислительный*. Чаще всего встречается восстановительный субаквальный диагенез, который широко распространен в краевых и эпиконтинентальных морях и в прибрежной зоне океанов; именно этот тип процесса обычно считается эталоном субаквальных диагенетических преобразований.

Восстановительный диагенез

В XX веке восстановительный диагенез был детально исследован в работах Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского, Э.С. Залманзон, Н.М. Страхова, Н.А. Лисицыной, Г.Ю. Бутузовой, И.И. Волкова, А.Г. Розанова, М.В. Иванова, А.Ю. Леин, П.В. Зарицкого, Ю.О. Гаврилова, О.В. Шишкиной, З.В. Пушкиной, М.Г. Валяшко, Ю.Н. Гурского, K.O. Emery, R.A. Berner, R.R. Brooks, B.J. Prestley, J.R. Kaplan, M.R. Goldman, M. Hartmann, P.J. Muller, Y. Kolodny, A. Nissenbaum и др. Ведущим процессом разработанной модели является микробиолоогическое разложение органического вещества, сопровождаемое сульфатредукцией и возникновением значительных масс CO_2 и H_2S; все это влечет за собой изменение состава поровых вод, восстановление и переход в раствор поливалентных элементов, диффузию и возникновение новых аутигенных минералов, нередко группирующихся в конкреции, желваки и линзы.

В результате всех этих преобразований в полужидких илах формируется новая аутигенная минералогическая зональность и осуществляется диагенетический этап фазовой дифференциации вещества. Для создания генетической модели восстановительного субаквального диагенеза следует более детально рассмотреть различные особенности обводненных осадков.

Влажность осадков. Как показал еще Н.М. Страхов [1953; 1960; 1976], свежеосажденные в конечном водоеме стока осадки отличаются повышенной влажностью и высокой пористостью. В самом верхнем слое морских осадков влажность теснейшим образом связана с гранулометрической характеристикой осадков: пески обычно содержат 20–25% влаги, алевриты – 30–60%, тонкие пелитовые илы – 60–80%. Любопытно, что в пресноводных осадках озер влажность значительно выше; так, например, озерные глинистые илы характеризуются содержанием влаги, достигающим 86–96%.

Как было установлено в работах С.В. Бруевича, влажность морских осадков быстро уменьшается при движении сверху вниз; так, например, в современных осадках Северного, Среднего и Южного Каспия (рис. 7.3) содержание воды падает от 70% на дне до 40–50% на глубинах порядка 50–60 см. В глубоководных осадках Черного моря, по данным, приведенным в работе [Manheim, Chan, 1974], влажность осадков уменьшается с 70% до 45–50% на глубине 4,0–5,0 м. Обводнен-

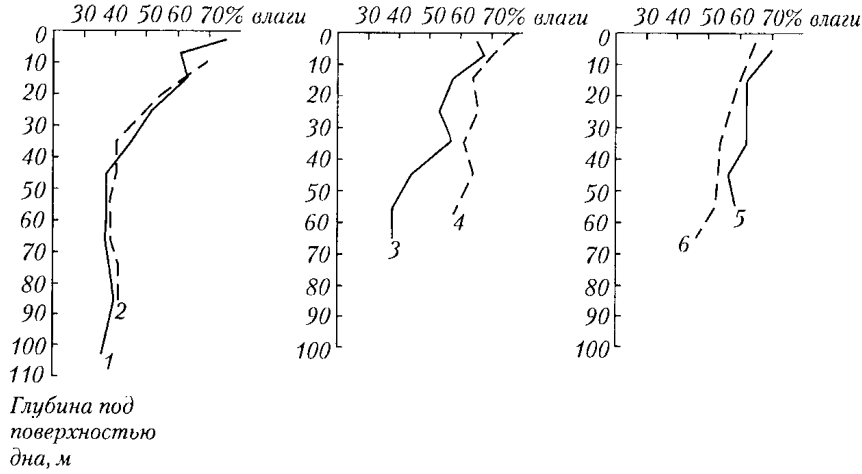


Рис. 7.3. Влажность осадков Каспийского моря [Бруевич, 1953]
1 – ст. Гх92, Тюб-Караганский залив; 2 – ст. Гх83, там же; 3 – ст. 57, Северный Каспий; 4 – ст. 1, Средний Каспий; 5 – ст. 26, Южный Каспий; 6 – ст. 28, там же

ный пласт осадка повсеместно является ареной разнообразных химических и биохимических реакций именно благодаря распространению в нем жидкой фазы; ее присутствие способствует растворению ряда компонентов, их перемещению по пласту и осаждению в виде аутигенных новообразований.

Следует также подчеркнуть, что само распределение воды в осадке, с его высокой влажностью в придонной части и ее уменьшению в нижних частях разреза, подчеркивает тесную связь диагенетических систем с наддонной водой бассейна. Не вызывает сомнения, что в данном случае мы имеем дело с *открытой* физико-химической системой, для которой характерны термодинамически неравновесные процессы минералообразования. Этот очень важный вывод существенно ограничивает применение многих термодинамических расчетов для объяснения минералообразующих реакций диагенеза.

Бактерии и биохимические реакции. В самых верхних слоях обводненного осадка, где благодаря присутствию растворенного кислорода господствует окислительная обстановка, а ниже наблюдаются все переходы к восстановительной среде, широко распространены самые разнообразные бактерии – тионовые, железобактерии, денитрификаторы, сульфатредуцирующие, гетеротрофные формы и др. Вся эта масса разнообразных бактериальных форм резко различается по своим физиологическим функциям, использует различные биохимические процессы.

В целом количество бактерий определяется закономерностями распределения рассеянного органического вещества (РОВ). Так, например, по количеству поступающей органики принято различать *олиготрофные*, *мезотрофные* и *эвтрофные* озера, причем первые аккумулируют небольшие количества РОВ, вторые – большие, а третьи – максимальные. Как было показано в лекциях Г.А. Заварзина [2003], общее количество бактерий в илах озер четко коррелируется с трофностью водоемов.

Тип водоема	Численность бактерий, 10^3/мл
Олиготрофный	50
Мезотрофный	1000
Эвтрофный 2000	10000

В морских водоемах распределение РОВ в осадках хорошо увязывается с их гранулометрическим составом. Так как количество органического вещества возрастает в ряду песок–алеврит–глина, становится очевидным, что максимальное число бактерий локализуется в глинистых илах; это подтверждают данные, приведенные в табл. 17, составленной, по материалам К. Зобелла, Н.М. Страховым [1960].

Таблица 17. Распределение бактерий в осадках в зависимости от их гранулометрического состава и влажности

Осадок	Средний диаметр частиц, мкм	Содержание воды, %	Число бактерий на 1 гр. сухого остатка
Песок	50–100	33	22
Силт (алеврит)	5–50	56	78
Глина	1–5	82	390
Коллоид	<1	98	1500

Характерно, что при углублении в ил бактериальное население быстро сокращается в численности; только верхние 10–15 см осадков содержат их максимальное количество. Насколько можно судить по посевам микробов на агар-агаре, бактериальное население распространяется в глубину осадков на 3–4 м; ниже располагается область развития их ферментов.

Среди различных групп бактерий наиболее важную геохимическую роль играют *сульфатредуцирующие* бактерии; это типичные анаэробные организмы, способные существовать при высоких давлениях, температурах и даже при повышенной солености вод. Как утверждает И.И. Волков [1984], ссылаясь на работы J.R. Postgate, L.L. Campbell, J. Le Gall и P.A. Trudinger, среди бактерий-десульфоризаторов выделяют три рода: Desulfovibrio desulfuricans – не образующие спор, Desulfotomaculum, образующие споры, и Desulfomonas, представляющие палочковидные формы. В качестве энергетической базы эта группа бактерий использует реакцию окисления органического вещества и восстановления сульфатов, растворенных в морской воде. Ход этой реакции может быть выражен следующим образом:

$$CaSO_4+2C \rightarrow CaS+2CO_2 \text{ и далее } CaS+2H_2O+2CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2+H_2S.$$

Очевидно, что в результате реализации этой реакции в иловых водах возникает избыток газов – сероводорода и углекислоты. Деятельность сульфатредуцирующих микроорганизмов является стержневым процессом субаквального восстановительного диагенеза; она преобразует РОВ, переводит в растворенное состояние многие составные части осадка, изменяет состав иловых вод и дает толчек диффузионному перемещению компонентов внутри илового слоя и выпадению в осадок разнообразных новообразований.

Преобразование органического вещества в иловых водах реализуется по сложной схеме. Свежеосажденное планктогенное РОВ, как известно, состоит из

белков, жиров и углеводов. Микробиологическое окисление этих сложных смесей приводит к трансформации РОВ; белки формируют разнообразные аминокислоты, жиры расщепляются на жирные кислоты и глицерин, а углеводы образуют хорошо растворимые полисахариды. В результате преобразований планктогенного РОВ в обводненных осадках накапливаются гуминовые и фульвокислоты, а в раствор переходит наиболее подвижная часть органики [Вебер, 1950; Успенский, 1955; 1963; Страхов, 1960]. Эта растворимая часть придает иловым растворам восстановительный характер.

Количество органики, растворенной в иловых водах, обычно довольно велико и достигает 10-11 мг/л. Для сравнения можно отметить, что среднее содержание РОВ в морской воде обычно оценивается в 1 мг/л, а в некоторых внутренних морях (Черное море) оно поднимается до 2–3 мг/л.

Восстановительный характер иловых вод приводит к восстановлению в них многих поливалентных химических элементов. Те из них, которые в состоянии низшей валентности более растворимы, легко переходят в раствор и резко обогащают иловые воды по сравнению с наддонными.

Для характеристики химизма диагенетического преобразования органического вещества часто используется стехиометрическая модель предложенная А.С. Редфильдом [Redfield, 1958] и Ф.А. Ричардсом [Richards, 1965]; эти исследователи представили средний химический состав морского планктона в виде формулы $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4$, а его преобразование в аэробной и анаэробной зоне диагенеза изобразили следующим образом:

$$(CH_2O)_{116}(NH_3)_{16}H_3PO_4+138O_2=106CO_2+122H_2O+16NO_3+H_8PO_4 \text{ или}$$

$$(CH_2O)_{16}(NH_3)_{16}H_3PO_4+53SO^{-2}_4=106HCO^{-}_3+53H_2S+16NH_3+H_3PO_4.$$

Как правильно подчеркнул И.И. Волков [1984], опираясь на исследования Б.А. Скопинцева, Е.А. Романкевича и др. океанологов, эти реакции дают лишь самое общее представление о направлении преобразования планктогенного органического вещества в современных водоемах; количественные соотношения в реальных условиях значительно искажаются в обстановках замедленной седиментации благодаря неравномерности минерализации различных составляющих вещества.

Общий химический состав иловых вод также изменяется в нижних частях обводненного пласта илов. Исследование 18 гидрогеологических колонок длиной до 5 м в осадках Охотского моря, выполненное О.В. Шишкиной [1958; 1959], показало следующее.

1. Общая соленость иловых вод в исследуемых пределах остается стабильной и обычно совпадает с соленостью наддонной морской воды.

2. На этом фоне содержание иона SO^{-2}_4 в иловых водах падает, причем уменьшение содержания этого компонента в водах хорошо коррелируется с распределением органического вещества. Поскольку количество $C_{орг}$ в осадке регулирует процесс сульфатредукции, следует считать, что сульфаты в иловых водах убывают там, где усиливается их преобразование в газообразный H_2S.

3. Параллельно с уменьшением содержания SO^{-2}_4 в иловых водах растет щелочной резер или общая карбонатность растворов; она включает в себя содержание HCO^{-}_3 и CO^{-2}_2. Щелочной резерв иловых вод Охотского моря варьирует от 1–2 мг-экв/л до 30-43 мг–экв/литр.

Таким образом, в иловых водах осуществляется процесс, который у гидрохимиков получил наименование прямой метаморфизации вод; это – главное направление гидрохимических преобразований. Как позднее показали О.В. Шишкина, С.В. Бруевич, Ю.Н. Гурский и многие другие исследователи, состав иловых вод трансформируется под воздействием разгрузки континентальных подземных вод, в результате смешения иловых вод и захороненных вод древних осадочных бассейнов, под влиянием поступления инфильтрационных и элизионных вод, а также газоводных флюидов, связанных с грязевым вулканизмом. Соотношение всех этих гидрохимических изменений в разрезе и на площади до настоящего времени остается слабо изученным.

Изменение окислительно-восстановительного потенциала в осадках и процессы сульфидообразования. Пространственные взаимоотношения между окислительно-восстановительной границей и поверхностью осадка на дне конечного водоема стока выглядят довольно сложно; иногда, как это имеет место в Черном море, во впадине Кариако и в других сероводородных водоемах, эта граница поднимается высоко над поверхностью осадка и располагается в толще наддонной воды. В других случаях, как, например, в глубоководных океанических илах, она опускается в глубокие зоны разжиженных илов и располагается на значительной глубине от границы ил–наддонная вода.

В наиболее распространенном варианте восстановительного диагенеза, характерного для значительных площадей эпиконтинентальных и краевых морей, а также прибрежных участков океанов, окислительно-восстановительная граница весьма незначительно опущена по отношению к рубежу ил–наддонная вода. Как правило, здесь на глубине от первых см до 20–25 см господствуют высокие значения Eh – от +300 до +50 мВ. Это – окислительная зона. Ниже значения Eh становятся отрицательными, достигая –500 мВ, и среда становится восстановительной. В ней, как это видно на рис. 7.4, хорошо различаются две подзоны: аэробно-анаэробного и анаэробного диагенеза. В первой из них наряду с восстановителями некоторую роль играет кислород, проникающий сверху вниз, из наддонной воды водоема.

В полном соответствии с вертикальной геохимической зональностью илов протекают процессы преобразования сероводорода – главного результата микробиологической сульфатредукции, осуществляющейся уже в наддонной воде и в верхних слоях осадка. Как показал И.И. Волков [1984], в зоне аэробно-анаэробного диагенеза сероводород частично вновь окисляется до SO^{-2}_4, частично ассимилируется органическим веществом, а частично образует разнообразные сульфиды. В области господства анаэробных процессов схема преобразования H_2S заметно упрощается и здесь отчетливо преобладают два последних типа преобразований.

Во всех случаях возникающий сероводород активно взаимодействует с металлами и, в первую очередь, с железом, образуя разнообразные сульфиды. При этом трехвалентное гидроксидное железо восстанавливается до двухвалентного и участвует в реакции:

$$2FeOOH+3H_2S \rightarrow FeS+FeS_2+4H_2O.$$

В этом случае образуются кислоторастворимые сульфиды – гидротроиллит, грейгит (мельниковит), маккиновит и др., а в конечном счете – пирит.

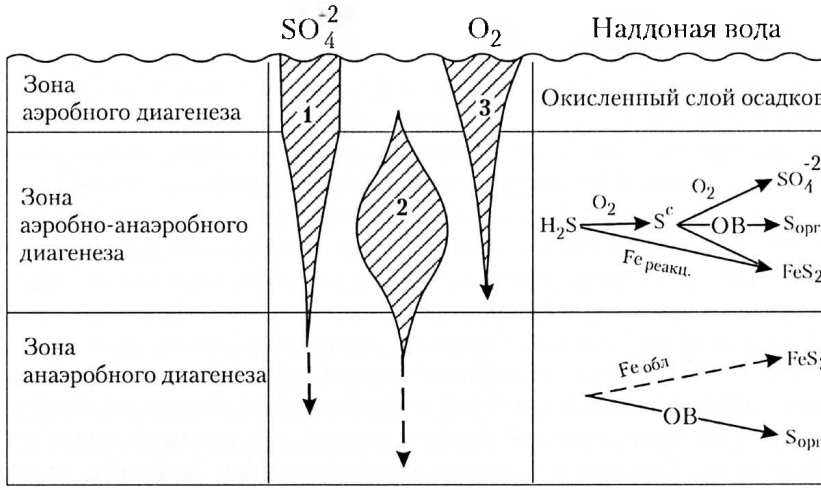


Рис. 7.4. Схема анаэробных процессов в осадках [Волков, 1984]

1 – потоки сульфатов; 2 – интенсивность бактериальной сульфатредукции; 3 – потоки кислорода

Любопытно, что в процессах сульфидообразования, по-видимому, не участвуют металлоорганические формы железа; как показали эксперименты В.А. Ковалева и В.А. Генераловой [1967; 1969; 1974], эти формы нахождения железа обычно оказываются стабильно устойчивыми на протяжении всей стадии микробиологической сульфатредукции и выделяют реакционноспособное железо значительно позднее главного этапа сульфидообразования. Возможно, именно за счет этих металлоорганических форм образуется более поздний сидерит, который нередко завершает стадию диагенетических преобразований [Стащук, 1968; Гаврилов, 1982; Холодов, Бутузова, 2004а,б].

Карбонатное равновесие и формирование карбонатных конкреций. Поведение карбонатов в процессах восстановительного субаквального диагенеза в значительной мере регулируется количеством CO_2, которая образуется при окислении РОВ.

Общеизвестно, что карбонатное равновесие определяется формулой

$$CaCO_3+CO_2+H_2O\rightarrow Ca(HCO_3)_2,$$

где $CaCO_3$ – твердая фаза, CO_2 – жидкость, а $Ca(HCO_3)_2$ – растворимое в воде соединение. Избыток газообразного CO_2 в системе сдвигает реакцию вправо, в сторону растворения карбонатов и наоборот.

Нетрудно понять, что поведение карбонатов в диагенетически обводненном пласте тесно связано с концентрацией газообразной и растворенной в воде углекислоты. При этом на участках высокой пористости газообразная CO_2 легко удаляется за пределы системы, количество растворенной в воде CO_2 быстро уменьшается, а растворенные в воде карбонаты выпадают в осадок. Наоборот, там, где диагенетическая система оказывается более закрытой и удаления газообразной CO_2 не происходит, количество растворенных карбонатов в иловых водах возрастает, т.е. растворение $CaCO_3$ усиливается.

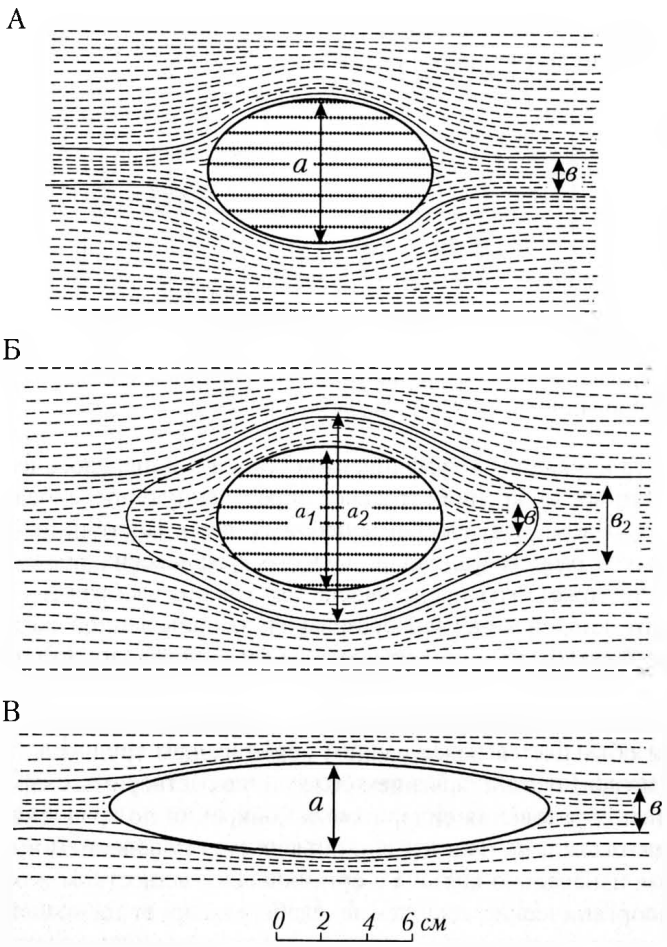


Рис. 7.5. Определение коэффициента усадки вмещающих глин около конкреций различного минерального состава [Гаврилов, 1982]

Конкреции: А – кальцитовая, Б – зональная (сидерит-кальцитовая), В – сидеритовая. *а*:*б* = $К_у$; a_1:$б_1$ > a_1 $б_2$

С диагенетическим перераспределением карбонатов связано формирование разнообразных конкреций. Так как концентрация карбонатов вокруг центров кристаллизации в этом процессе происходит на фоне отжимания иловых вод и уплотнения глинистых слойков, в некоторых случаях представляется возможность связать между собой последовательность диагенетического минералообразования и усадку илов.

На примере среднемиоценовых глинистых отложений Восточного Предкавказья Ю.О. Гаврилову [1982] удалось установить довольно четкие пространственные взаимоотношения между минералогически различными, простыми и сложными карбонатными конкрециями и толщиной слойков уплотняющихся глин (рис. 7.5). Для каждого типа конкреций этому исследователю удалось рассчитать коэффициент усадки илов по формуле a:b или a_1:b_1 – a_2:b_2; они приведены в таблице 18.

Таблица 18. Величины коэффициента усадки, полученные при изучении конкреций разного состава [Гаврилов, 1982]

Тип конкреций	Количество замеров	Коэффициент усадки (a:b)	
		Разброс значений	Среднее
Кальцитовые	21	3–5,3*	4,0
Зональные (кальцит-сидеритовые)	20	1,9–3,5	2,4
Сидеритовые	21	1,4–2,5	2,0

*Примечание.** В таблицу не включено значение коэффициента усадки, равное 8, полученное в результате сравнения толщины реликтовых слойков илов в конкрециях и соответствующих им слойков в глинах чокракского яруса у пос. Элистанжи.

Очевидно, что изменения коэффициентов усадки в минералогически различных группах карбонатных конкреций отражают определенную последовательность в их образовании. В целом для среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья, сформированных в разных фациально-палеогеографических обстановках эта последовательность может быть представлена так, как она изображена на рис. 7.6.

Отвлекаясь от деталей минералообразования, на приведенной схеме прослеживается ряд: пирит (барит, опал)–кальцит (фосфатный минерал, доломит)–сидерит (манганосидерит, монтмориллонит). Можно считать, что эта последовательность формирования диагенетических конкреций имеет более общее значение, типична для многих регионов и объясняется более ранним образованием труднорастворимых сульфидов и более поздним возникновением более легко растворимых карбонатов.

Запаздывание образования сидеритовых конкреций по сравнению с кальцитовыми и доломитовыми, на наш взгляд, объясняется поведением железа. Та часть железа, которая изначально связана с органическим веществом и образует устойчивые металлоорганические комплексы, слабо реагирует на воздействие сероводорода и переходит в реакционноспособную форму двухвалентного железа только в области формирования карбонатных конкреций, когда сульфидообразующие возможности H_2S уже оказываются исчерпанными. Такой механизм сидеритообразования подтверждается тесной связью залежей сидеритов с углепроизводящими торфяными болотами [Ковалев, 1985; Холодов, Бутузова, 2004а,б], экспериментами доказывающими устойчивость железоорганических соединений в сероводородной обстановке [Ковалев, Генералова, 1967; 1969; 1974], соотношениями различных форм нахождения железа в глинах и аргиллитах угленосных отложений [Холодов, Бутузова, 2004], поздним образованием сидерита в общей схеме диагенетического минералообразования и рудогенеза.

Значительно сложнее выглядит поведение SiO_2 и P_2O_5 в обводненных иловых системах; их распределение в значительной степени определяется щелочностью или кислотностью диагенетических растворов. При этом при низких значениях pH, в кислых средах, обычно хорошо растворимы фосфаты, выпадающие в осадок при подщелачивании [Альтшулер, 1977; Занин, Терновой, 1980; Савенко, 1978; 1992; Батурин, Савенко, 1980], а в щелочных обстановках легко растворим кремнезем, обычно фиксирующийся в кислых средах [Бруевич, 1953; Страхов, 1953; 1960]. Положение фосфатных и кремневых конкреций в общем диагенетическом профиле не всегда ясно, хотя имеются чисто петрографические наблюде-

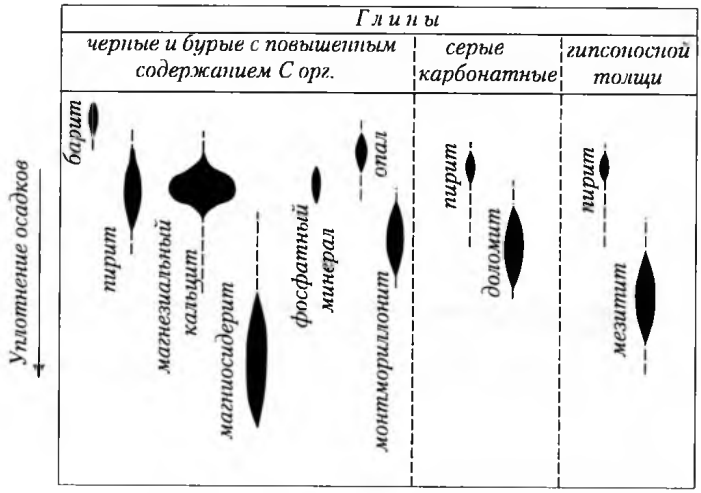


Рис. 7.6. Схема последовательности образования диагенетических минералов в чокракско-караганских глинистых отложениях [Гаврилов, 1982]

ния, свидетельствующие об очень раннем формировании фосфатных желваков [Страхов, 1960; Батурин, 2004].

Перераспределение компонентов и формирование аутигенно-минералогической зональности. На протяжении всей стадии диагенеза в илах осуществляется интенсивный обмен компонентами между твердой и жидкой фазой; одни неустойчивые минералы интенсивно растворяются, обогащают поровые воды, а из вод выпадают аутигенные новообразования, состав которых отражает особенности новой физико-химической обстановки, господствующей в обводненных осадках. Как подчеркнул в свое время Н.М. Страхов [1953; 1960], в илах происходит непрерывный переход вещества из первоначальных форм, в которых они поступали в осадок, в новые формы, соответствующие обстановкам восстановительного диагенеза по схеме: первоначальные формы компонентов→грунтовый раствор→новые минеральные виды диагенетических минералов.

Процессы аутигенного диагенетического минералообразования теснейшим образом связаны с той фазовой дифференциацией, которая осуществляется в водах конечных водоемов стока. В настоящее время можно считать установленным, что определяющим фактором осаждения химических и биохимических компонентов на дне конечных водоемов стока и особенно эпиконтинентальных и краевых морей является *гидродинамика*. Различные группы процессов гидрогенного минералообразования (химические, биохимические, сорбционные и др.) переводят химические элементы из жидкой и газообразной формы миграции в твердую, а далее вновь образованные частицы смешиваются с твердым стоком рек и перераспределяются приливно-отливными движениями вод, волнением, циркулярными течениями, конвективными перемещениями и апвеллингами по дну конечного водоема стока.

Как показано на рис. 7.7, в наиболее гидродинамически активных мелководных участках водоемов накапливаются терригенные осадки песчаной и алевритовой размерности, тогда как в наименее активных глубоководных халистатических областях концентрируются пелитовые глинистые осадки.

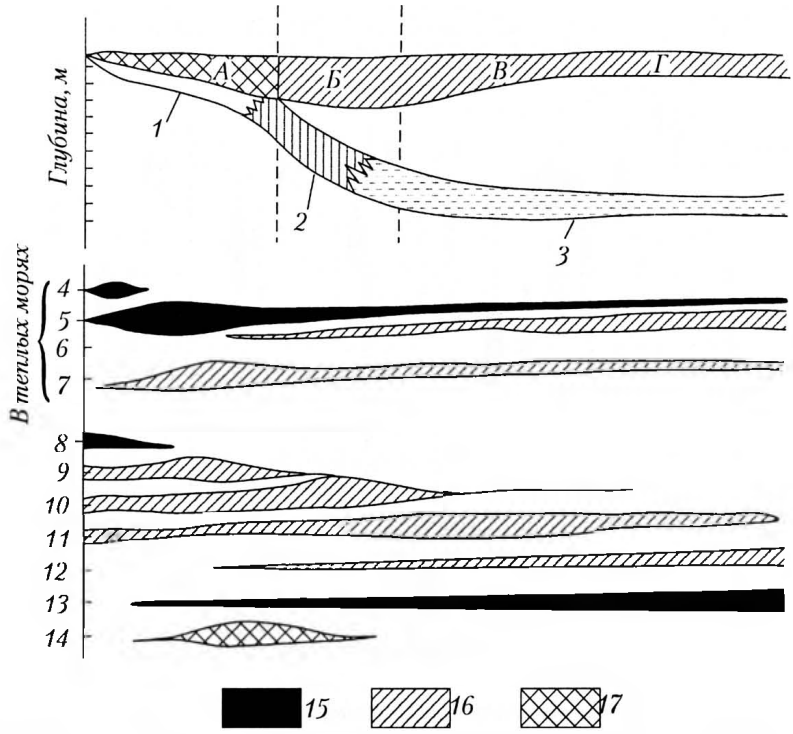


Рис. 7.7. Схема диагенетической зональности минеральных новообразований в морях геологического прошлого [Страхов, 1957]

1 – пески; 2 – алевриты; 3 – пелиты; 4 – $CaCO_3$, оолиты; 5 – биогенный и химический осажденный $CaCO_3$; 6 – диагенетический (бактериальный) $CaCO_3$; 7 – разные формы диагенетического доломита; 8 – FeO_3, окислы Mn; 9 – лептохлориты; 10 – глауконит; 11 – карбонаты Fe и Mn (в илах без $CaCO_3$ или с малым его содержанием); 12 – сульфиды Fe и Mn в илах с большим содержанием $CaCO_3$; 13 – биогенно осажденный фосфориты первичные и диагенетические; 15 – минералы, образующиеся первичной садкой из воды; 16 – минералы диагенетические; 17 – минералы частью первичные, частью диагенетические; А – зона взмучивания тонкого материала и его выноса из прибрежной области; Б – область циркуляционных течений; В – поверхностная зона волнений и ветровых течений в халистазах водоемов; Г – глубокие и спокойные части водоемов

Многочисленные аутигенные минеральные новообразования стадии седиментации распределяются среди гранулометрического спектра терригенных частиц в зависимости от преобладающих размеров своих твердых фаз. Так, например, хемогенно-биогенные карбонатные оолиты и гидроксидно-марганцевые скопления в озерах и морях обычно тяготеют к песчаным грубозернистым фракциям, а биогенно-хемогенные карбонаты и кремневые образования ассоциируются как с песчаными, так и с пелитовыми осадками (см. рис. 7.7).

Чрезвычайный интерес представляют закономерности распределения новообразованных аутигенных диагенетических минералов, которые полностью определяются количеством захороненного органического вещества. Так как количество органики в морских отложениях обычно увеличивается в ряду песок–алевролит–глина [Trask, 1932; 1939; Страхов, 1954; 1976; Романкевич, 1977], а интенсивность

микробиологического разложения органического вещества активно влияет на весь ход диагенетического минералообразования, то возникновение аутигенной минералогической зональности, в которой у берегов получают распространение гидроксиды Fe и Mn, затем – лептохлориты и глаукониты, затем – карбонаты Fe и Mn и, наконец, сульфиды, оккупирующие значительные площади пелагиалей, является важнейшим результатом субаквального восстановительного диагенеза.

Следует подчеркнуть, что вся картина субаквальной диагенетической зональности, изображенная на рис. 7.7, несомненно схематизирована и идеализирована. Обращает на себя внимание условность выделяемых границ распространения различных минеральных новообразований и малая вероятность пространственного совмещения таких диагенетически исключающих друг друга скоплений как лептохлориты и глаукониты, сидериты и сульфиды; как мы видели выше, в природе это бывает чаще исключением, чем правилом.

Окислительный дигенез

Субаквальный окислительный диагенез типичен для пелагических океанских осадков; он был исследован в работах Н.М. Страхова [1953; 1960; 1976; 1979], О.В. Шишкиной [1972; 1979], И.И. Волкова [1976; 1979; 1984], Н.А. Лисицыной и Г.Ю. Бутузовой [1976], З.В. Пушкиной [1980], З.В. Пушкиной с соавторами [1977], а за рубежом – E.T. Manheim, R.J. Prestley et all., M. Hartmann, R.L. Miller и многих других.

Характерными особенностями этого субаквального процесса являются дефицит органического вещества и избыток оксидов железа и марганца, которые наблюдаются в пелагических осадках океанов. Как отмечалось раньше, все эти геохимические особенности осадконакопления обусловлены громадными размерами океанских водоемов. Планктогенное органическое вещество, источник которого сконцентрирован в прибрежных частях этих резервуаров, проходя сквозь огромную толщу воды, минерализуется и в значительной мере теряет свои восстановительные свойства. Общее количество органического вещества, осаждаемого на дне океанов, также быстро уменьшается от их периферии к центральным частям. Как показали И.И. Волков [1979; 1984] и Н.М. Страхов [1979], предельное содержание $C_{орг}$ в осадках, выше которого начинаются восстановительные процессы, составляет 0,5%.

При рассмотрении карты распределения органического углерода в осадках океанов, изображенной на рис. 7.8, становится очевидным, что процессы окислительного диагенеза охватывают огромные площади развития пелагических осадков Мирового океана; восстановительный диагенез локализуется только в узких прибрежных зонах, прижатых к континентам и координирующихся с прибрежными максимумами развития планктона.

Если учесть, что, по данным А.П. Лисицына [1974], площадь, занятая шельфом и континентальным склоном, составляет только 16,44% от всей площади Мирового океана без окраинных морей, то область развития окислительного диагенеза будет примерно занимать 83,56% дна океанов, что составляет 272 616 тыс. км^2.

Океанические глубоководные осадки исследовались в работах D. Merray, A. Renard, F.P. Shepard, H.W. Menard, R.R. Revell, G. Arrenius, E. Bonatti, E.C. Bullard, R.S. Dietz, K.O. Emery, R.C. Heezen, P.H. Kuenan, П.Л. Безрукова, Н.М. Страхова, А.П. Лисицына, Н.С. Скорняковой, И.В. Хворовой, И.О. Мурдмаа, В.Н. Свальнова и многих других.

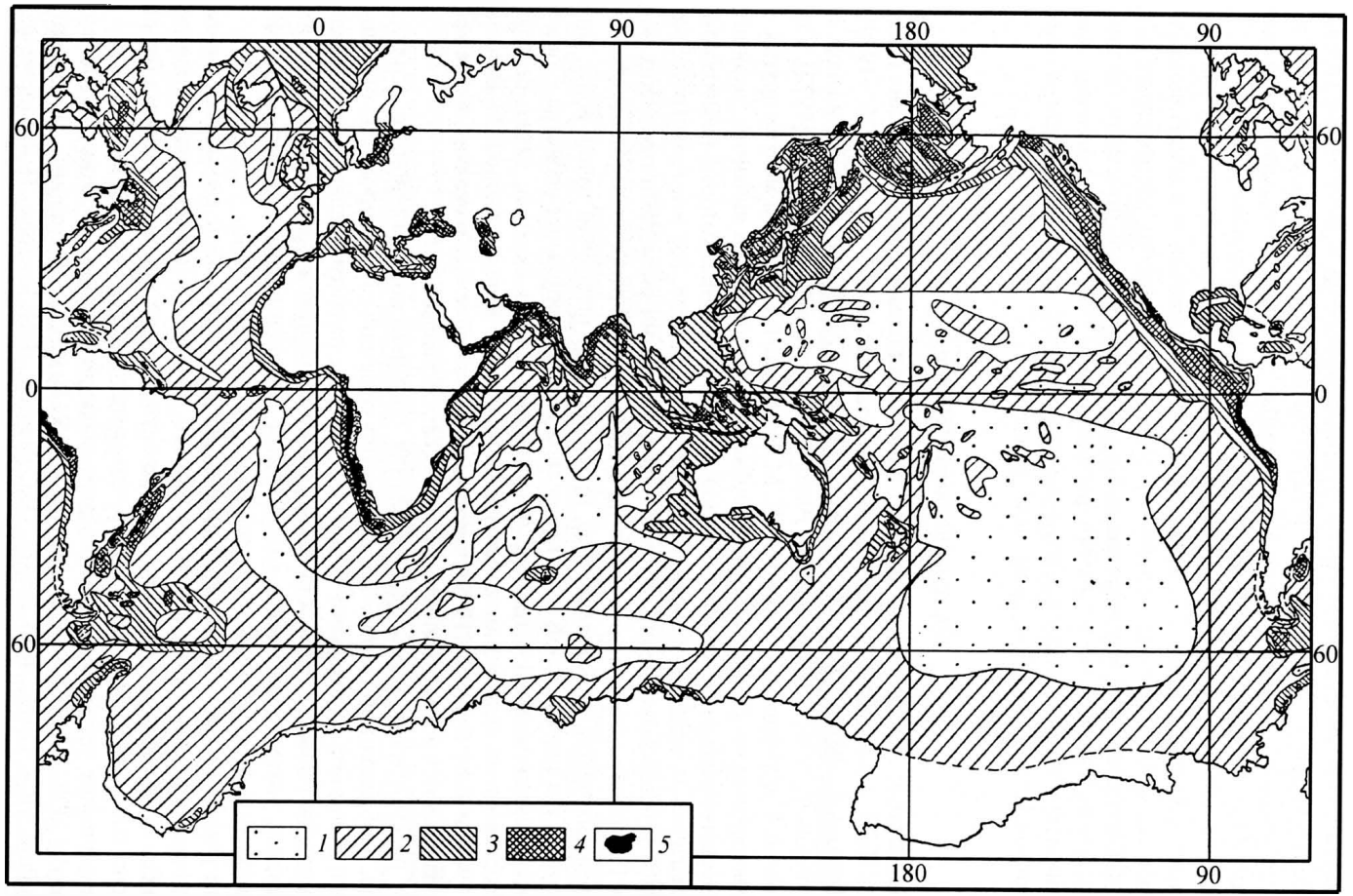


Рис. 7.8. Содержание $C_{орг.}$ (в %) в поверхностном слое осадков Мирового океана [Романкевич, Бобылева, 1990]
1 – < 0,25; 2 – 0,25–0,50; 3 – 0,51–1,00; 4 – 1,01–2,00; 5 – > 2.

Было установлено, что в осадках, покрывающих ложе Мирового океана, по вещественному составу выделяются три группы образований: глубоководные глины, кремнистые и карбонатные илы. К первой группе принадлежат те из них, что были впервые описаны в работе Дж. Меррея и А. Ренара [Murray, Renard, 1891] под общим названием «красные» глубоководные глины. Обычно это глинистые илы, пятнисто окрашенные гидроксидами железа и марганца в коричневато-красноватые тона, состоящие из глинистых минералов с примесью цеолитов, костного детрита (зубы акул и фосфатизированные слуховые косточки китов). В верхней части слоев развиты следы илоедов, а на рубеже осадок–морская вода часто концентрируется железомарганцевые конкреции, образующие поля, внешне напоминающие булыжную мостовую.

В работах И.О. Мурдмаа [1987] и В.Н. Свальнова [1991] среди красных глубоководных глин предлагается различать две разновидности. Эвпелагические глины слагаются преимущественно аутигенными минералами, возникшими в тесной связи с эффузивной пирокластикой. В них преобладают цеолиты, палагонит, железомарганцевые микроконкреции, пироксены, остатки вулканического стекла. Среди глинистых минералов ведущее место занимают смектиты. Миопелагические глины слагаются преимущественно терригенными глинистыми компонентами и в них заметно уменьшается количество цеолитов.

Следует подчеркнуть, что и те, и другие разновидности глубоководных красных глин формируются во впадинах, в условиях крайне замедленных скоростей седиментации; по данным А.П. Лисицына [1974; 1978] она здесь обычно колеблется от 1 до 10 мм/1000 лет. В.Н. Свальнов [1991] считает, что эвпелагические глины накапливаются со скоростью менее 1 мм/1000 лет, тогда как миопелагические – 1–3 мм/1000 лет.

Кремневые или кремнистые осадки слагаются раковинками различных радиолярий и диатомей (нередко – этмодискусовыми). Наряду с преобладающими в них раковинками радиолярий и диатомей, в илах содержится много глинистого и тонкообломочного материала. Часто эти осадки имеют коричневую или светло-коричневую окраску. Кремнистые осадки формируют целый ряд разновидностей, переходных к миопелагическим и эвпелагическим глинам, и получают развитие как во впадинах, так и на поднятиях.

Карбонатные илы слагаются раковинками планктогенных фораминифер (глобигерин), птеропод и кокколитофорид и их фрагментов. Они окрашены в серовато-коричневый и светло-коричневый цвет. Иногда в них встречается примесь кремневых остатков радиолярий и диатомей. Карбонатные илы пользуются наиболее широким распространением на подводных равнинах и поднятиях; их вертикальное распространение обычно ограничивается уровнем карбонатной компенсации (УКК) – поверхностью, ниже которой в океанах происходит растворение карбонатного материала. Средняя глубина УКК в Тихом океане колеблется между 4,2 до 4,5 км, а в Атлантическом – она опускается до величины 5,0 км и более.

По мнению Н.М. Страхова [1951; 1976; 1979], главная причина существования УКК заключается в сближении констант диссоциации CO_2 под действием гидростатического давления в океанических водах и вызванного этим явлением увеличением растворимости $CaCO_3$. Реальная глубина УКК в разных океанах определяется интенсивностью поступления карбонатов в водоем и разной скоростью их осаждения.

В целом, карбонатные осадки, сброшенные турбидитными потоками с поднятий, смешиваются с глинистыми и кремнистыми илами и образуют целую гамму осадков переходного типа. Как это подчеркивал В.Н. Свальнов [1991], выше УКК карбонатные раковины отличаются хорошей сохранностью, а ниже они нередко теряют свою форму и интенсивно растворяются. По данным этого исследователя, скорость накопления карбонатных илов достигает значений 3–30 мм/1000 лет и несколько превышает интенсивность накопления глубоководных кремнистых осадков (1–10 мм/1000 лет), а также красных глубоководных глин (<1–3 мм/1000 лет).

Следует также отметить, что среди глубоководных осадков океанов местами широко распространены вулканокластические отложения в виде тефры (вулканическое стекло, плагиоклазы, пироксены, роговая обманка, кварц), а также гиалокластитов с палагонитизированным вулканическим стеклом, а также эдафогенные образования, возникшие за счет разрушения магматических пород дна и неконсолидированных глубоководных осадков (турбидиты, контуриты). Общая картина распределения различных фациальных типов современных глубоководных отложений в океанах приведена на рис. 7.9.

Процесс окислительного диагенеза реализуется в тесной связи с фациальными обстановками глубоководного осадконакопления; особенно резко они проявляются в эвпелагических и миопелагических «красных» глинах. Как было показано в работах Н.М. Страхова [1979], В.Н. Свальнова [1991] и других авторов, здесь переход между наддонной океанической водой и глинистыми осадками, находящимися на стадии диагенеза, весьма постепенный; над осадками располагается 30–40 сантиметровый слой коллоидных аморфных гидроксидов Fe и Mn, в котором осуществляется их стягивание, дегидратация и кристаллизация с образованием железомарганцевых конкреций. Необходимо подчеркнуть, что гидроксиды поступают сюда из океанических вод, в которых процессы редукции и поступление компонентов, «разбавляющих» рудный материал, крайне замедлены. В этой части разреза обычно еще встречаются включения органического вещества, завершающего сложные трофические цепи биологических процессов в океане и неспособного к геохимическим взаимодействиям.

Механизм формирования железомарганцевых конкреций, локализованных в самых верхних, переходных от ила к наддонной воде осадках, не совсем ясен. По мнению Н.М. Страхова [1979], они представляют собой типичные седиментационно-диагенетические образования и возникают преимущественно за счет осаждения коллоидных масс гидроксидов железа и марганца из морской воды и последующего стягивания положительно и отрицательно заряженных мицелл в округлые концентрически построенные тела. Этот процесс становится особенно рельефным на фоне замедленного осадконакопления, обеспечивающего прекращение осаждения разбавителей – карбонатов, кремнезема и терригенного материала. Он реализуется на самых последних этапах голоцена и отражает новейшие палеогеографические события на суше и в Мировом океане (рис. 7.10).

Само собой разумеется, что в этот процесс конкрециеобразования входят явления автокатализа, значение которых в свое время подчеркивали E.D. Goldberg, G. Arrenius, E. Bonatti, П.Л. Безруков, И.М. Варенцов и другие.

Менее возможен подток железомарганцевых компонентов из подстилающих обводненных илов, на котором настаивает И.И. Волков; дефицит восстановителей в нижележащих илах должен препятствовать перемещению железа и марганца

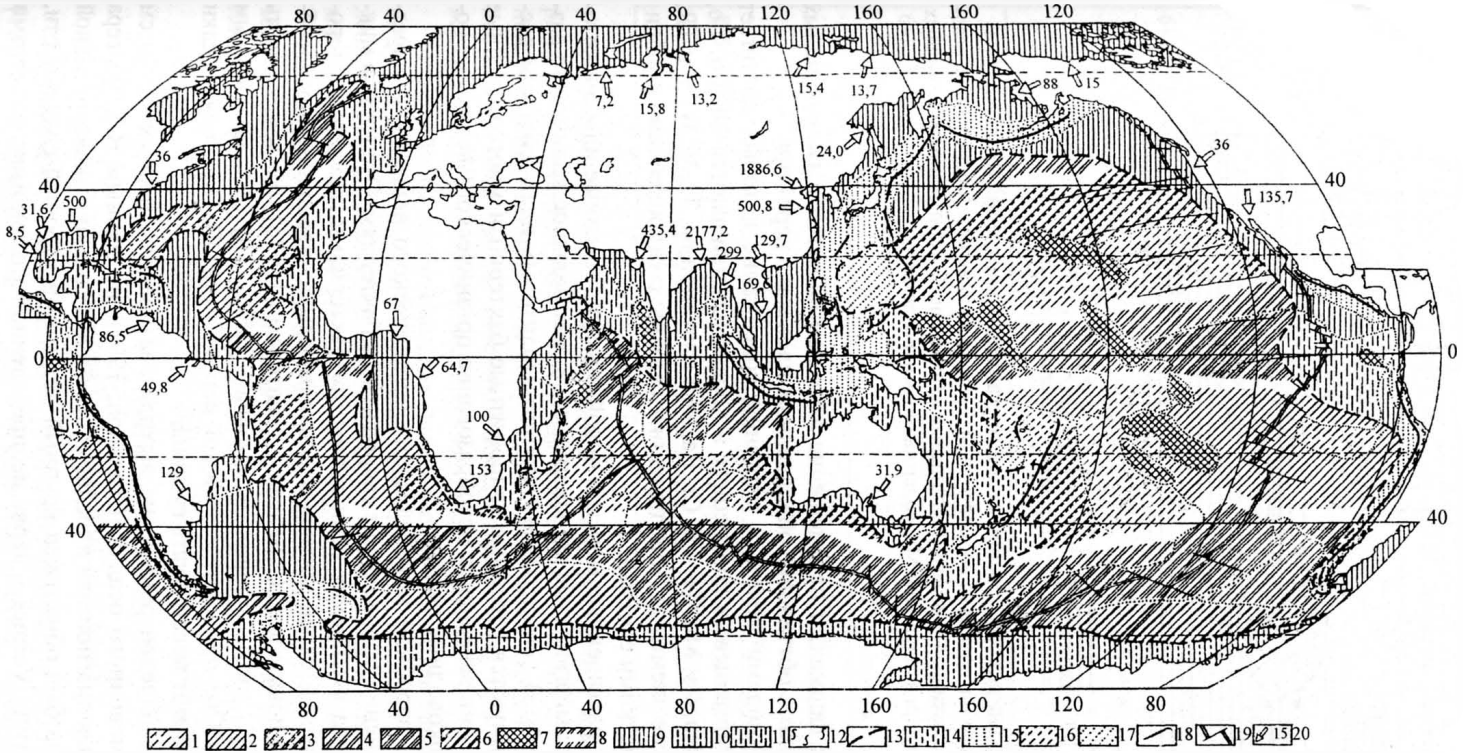


Рис. 7.9. Фациальное районирование Мирового океана [Мурдмаа, 1987]

1–6 – пелагические фации: 1 – низкопродуктовых (аридных) зон с преобладанием эвпелагических глин, 2 – то же, с преобладанием карбонатных осадков (выше КГК), 3 – то же, с преобладанием миопелагических глин, 4 – продуктивных (гумидных) зон с преобладанием кремнисто-глинистых илов, 5 – то же, с преобладанием карбонатных или кремнисто-карбонатных илов (выше КГК), 6 – то же, диатомовых илов; 7 – фациальный комплекс океанских архипелагов; 8 – границы широтных фациальных зон пелагической области; 9–12 – приконтинентальные фации с преобладанием: 9 – терригенных осадков, 10 – айсберговых осадков, 11 –карбонатных осадков, 12 – фациальные комплексы апвеллингов; 13 – граница между континентальной и пелагической областями; 14–18 – фации окраинно-океанских подвижных поясов (зон субдукции): 14 – с приконтинентальным режимом и преобладанием карбонатных осадков, 15 – то же с преобладанием бескарбонатных осадков, 16 – с пелагическим режимом и преобладанием карбонатных осадков, 17 – то же с преобладанием бескарбонатных осадков, 18 – глубоководные желоба; 19 – ось СОХ, рассеченная трансформными разломами; 20 – твердый сток крупнейших речных систем (в млн т в год)

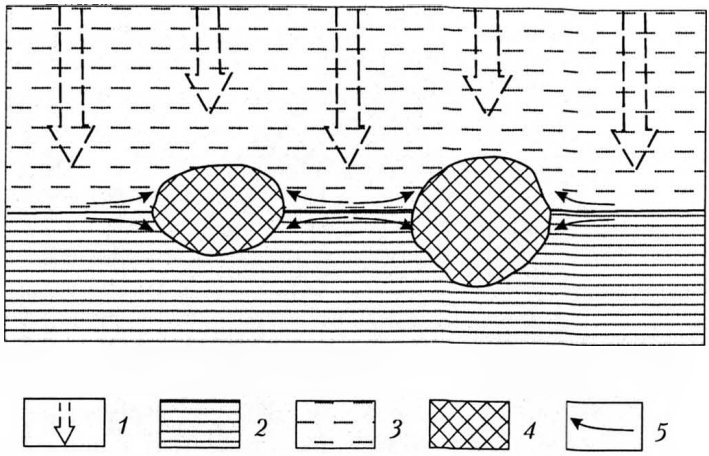


Рис. 7.10. Схема механизма образования железомарганцевых конкреций [Волков, 1984]
1 – поступление рудного материала из водной толщи; 2 – полужидкие илы и окисленные осадки; 3 – наддонная вода океана; 4 – железомарганцевые конкреции; 5 – стягивание коллоидных гидроксидов Fe и Mn, содержащих микроэлементы

в восстановленных формах, а перемещение этих компонентов в гидроксидных коллоидных мицеллах в обстановке обводненных илов мало вероятно.

Наряду с гидроксидами железа и марганца, содержание которых достигает 50–75%, в железомарганцевых конкрециях и корках накапливаются Ni, Cu, Co, Pb, Zn, а также Li, Rb, Cs, Mo, Te, Cd, Cr, Ba, Pt и платиноиды, Ti, V, W, Y и TR, Zr, Sc, P, As и другие элементы; многие из них связаны с гидроксидами сорбционно-электрохимическими связями.

Глубоководные, насыщенные морской водой и разуплотненные илы, на которых залегают железомарганцевые конкреции, содержат большое количество разнообразных бактерий. В глинистых и глинисто-цеолитовых илах широким распространением пользуются аэробные сапрофитные бактерии и многочисленные бентосные илоеды; они завершают преобразование органического вещества, поступающего в глубоководные осадки.

Ведущая роль в аэробной минерализации органического вещества в «красных» глинах несомненно принадлежит сапрофитным бактериям. Эта группа микроорганизмов, иногда именуемая «гнилостными» бактериями, является гетеротрофной и использует в своей жизнедеятельности самую нереакционноспособную часть ОВ. Как показали С.С. Беляев с соавторами [1976], их деятельность охватывает первый метр мощности осадка (табл. 19) и, по данным Е.А. Романкевича [1976], приводит к глубокой переработке ОВ. Оно теряет белки и в составе ОВ начинают преобладать гумины.

Распространение илоедов обычно не выходит за пределы первых 25–40 см диагенетически измененного осадка [Свальнов, 1991], по данным В.Х. Бергера [Berger, 1982], точная диагностика илоедов отсутствует; только в экваториальной части Тихого океана был обнаружен крупный детритоид хорошей сохранности, принадлежащий к типу Vermes – червь неопределенной таксономии, размерами 9,5 см в длину и 0,8 см в толщину.

Таблица 19. Количество сапрофитных бактерий в толще глубоководных осадков Тихого океана (число клеток на 1 гр сырого ила), по [Беляев и др., 1976]

Номер станции; глубина, м	Горизонт, см	Eh, мВ	Краткая характеристика образца	Число клеток
611; 4190 м	0–5	+540	Светло-шоколадная глина с корками оксидов Fe и Mn	30
	10–16	+560	То же с форами-ниферами	10
	58–60	+550	Всякая шоколадная глина с прослоями карбонатов	2
	100–102	+550	То же	1
647; 5270 м	0–5	+600	Шоколадная глина с Fe-Mn конкрециями на поверхности	70
	100	--	Шоколадная глина	0
	350	+600	То же	0
655; 3520 м	0–5	+600	Темно-коричневая глина	130
	10–20	+610	То же с светло-бежевыми линзами	4
	82–86	+620	То же	6

Очевидно, что илоеды в «красных» глинах выступают как мощные биофильтраторы; оставшиеся после них ходы местами сохраняют следы восстановительных реакций, типичные для копролитов. Возможно, что именно с жизнедеятельностью илоедов связан точечный восстановительный процесс, наблюдаемый в верхних частях колонок пелагических глин [Свальнов, 1991].

Иловые воды глубоководных пелагических глин отличаются малым содержанием органики и высокой степенью окисленности; величина Eh в них обычно колеблется от +500 до +600 мВ. Характерно, что солевой состав иловых вод примерно соответствует солевому составу наддонной океанской воды.

Как показал Н.М. Страхов [1979], некоторое колебание величины щелочного резерва иловых вод может быть связано с тем, что окисление марганца иногда приводит к образованию марганцеватистой кислоты и подкислению раствора по схеме:

$$Mn^{+2}+1/2O_2+2OH^- \leftrightarrow MnO(OH)_2 \leftrightarrow H_2MnO_3$$

$$Mn^{+2}+H_2MnO_3 \leftrightarrow MnMnO_3+2H^+$$

$$MnMnO_3+1/2O_2+2OH^- \leftrightarrow H_2MnO_3$$

По данным глубоководного бурения, обобщенных в работах О.В. Шишкиной [1972], М. Сендстрома и Дж. Гискеса [Sendstrom, Gieskes, 1974], а также Ф.Л. Сейли и Ф.Т. Мангейма [Sayles, Manheim, 1975], в толще карбонатных глу-

боководных илов на значительных глубинах наблюдается увеличение содержания Ca и уменьшение количества Mg; предположительно, эти изменения в составе вод отражают процесс диагенетической доломитизации.

В целом, однако, следует согласиться с выводом Н.М. Страхова [1979] о том, что градиенты концентраций главных химических элементов в иловых водах меняются незначительно, и это свидетельствует о небольшой роли диффузии в гидрохимии окислительного диагенеза.

Характерной особенностью иловых вод, связанных с эвпелагическими отложениями ложа океана, является близкая к нейтральной величина pH. Как отметил С.С. Беляев с соавторами [1976], в карбонатных глубоководных глинах Тихого океана значения pH увеличиваются до величин 7,6–8,0. Таким образом, в разностях, переходных между «красными» глубоководными глинами и карбонатными илами, реакция среды становится слабощелочной.

Любопытно, что сочетания аутигенных минералов, развитых среди эвпелагических глин, характерны именно для щелочной среды. Так, например, цеолиты группы филлипсита, широко развитые в постмиоцен-четвертичных эвпелагических глинах, представляют собой водный силикат калия и кальция $(K_2, Ca)[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 4{,}5H_2O$, а гейландит-клиноптилолит, сменяющий их в более древних океанских глинах, является водным силикатом натрия и кальция $(Ca, Na_2)[AlSi_2O_8]\cdot 5H_2O$. По данным Н.А. Лисицыной и Г.Ю. Бутузовой [1975; 1976], они замещают андезитовую пирокластику, а также обломки палагонитизированных базальтов в глубоководных глинах, а С.И. Шуменко [1978] неоднократно подчеркивал их тесную связь именно с щелочной средой.

Общеизвестно также, что И.Д. Седлецкий [1945], а вслед за ним Н.М. Страхов [1960; 1963], проанализировавшие большой литературный материал по экспериментальному глинообразованию, пришли к выводу, что иллит и ассоциирующий с ним монтмориллонит (смектит) в области низких температур образуются в щелочном диапазоне значений pH.

Завершение диагенетических преобразований в осадочных породах совпадает с цементацией рыхлых осадков или уплотнением пластичных глин. Опираясь на кривую уплотнения и обезвоживания глинистых осадков, построенную К. Эмери и К. Риттенбергом [Emery, Rittenberg, 1952] для Калифорнийского залива, и эксперименты по отжиманию воды из глинистых осадков, выполненные в лаборатории МГУ В.Д. Ломтадзе [1953], Н.М. Страхов пришел к выводу, что при уплотнении глин в эпиконтинентальных и краевых морях граница между диагенезом и катагенезом располагается на глубине 250–300 м. Этот же рубеж в виде перегиба кривой четко обозначился на диаграммах уплотнения глин и глинистых осадков, построенных Н.Б. Вассоевичем [1966], М.Л. Озерской и Н.В. Подобой [1967], Г.М. Авчаном [1972], Х. Рике и Г. Чилингаряном [Ricke, Chilingarian, 1974] и другими авторами.

Глубоководное бурение океанских осадков, выполненное по программе DSDP, показало, однако, что в океанском чехле граница между осадками и осадочными породами располагается значительно глубже. Вначале сейсмическое зондирование океанского осадочного чехла, выполненное Д. Нейфом и Ч. Дрейком [Nafe, Drake, 1957], позволило установить, что здесь сформированные осадочные породы перекрыты мощной двухкилометровой толщей недоуплотнившихся глубоководных отложений. Позднее М.К. Калинко [1969], а затем

Б.С. Соколов и А.И. Конюхов [1975] на материале глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» путем исследования кернов показали, что многие скважины так и не вышли из зоны недоуплотнившихся глин, причем плотность глинистых и карбонатных отложений на глубинах от 50 до 1000 м оказалась очень небольшой – 1,75–1,80 г/см^3.

Явление разуплотнения и обводнения пелагических отложений океана получило несколько объяснений (М.К. Калинко, Б.А. Соколов, А.И. Конюхов, Л.А. Назаркин, Н.В. Логвиненко, Л.В. Орлова, E.L. Hamilton, T.A. Davies, P. Sapko и другие), однако оно заставило некоторых исследователей пересмотреть старые представления о нижней границе диагенетических преобразований и в глубоких частях океана причленить к области активных океанических процессов почти двухкилометровую толщу разуплотненных отложений.

На наш взгляд, наиболее вероятную причину разуплотнения пелагических осадков в океане назвали Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1967], которые связали это явление с гидростатическим давлением огромного столба воды в океанах, где, как известно, максимальные глубины могут достигать 10–11 тыс. метров.

Сравнительная характеристика субаквального восстановительного диагенеза, характерного для глубоких частей эпиконтинентальных и краевых морей и прибрежной части океанов, и окислительного диагенеза, локализованного в глубоководных частях океанов, приводится в табл. 20. Очевидно, что оба подтипа субаквального диагенеза резко отличаются друг от друга, и это подчеркивает огромную роль биоса в развитии осадочного породообразования.

Таблица 20. Сравнительная характеристика подтипов субаквального диагенеза

Процессы, характерные для стадии диагенеза	Подтипы субаквального диагенеза	
	Восстановительный	Окислительный
1	2	3
Осаждение реакционноспособного планктогенного органического вещества	Усиленное; в осадке концентрируется >0,5% $C_{орг}$	Ослабленное; в осадке содержание $C_{орг}$<0,5%, относительно накапливаются гидроксиды Fe и Mn
Бактериальная деятельность и биохимические реакции в илах	Деятельность тионовых, денитрифицирующих железобактерий, сапрофитов и др. Ведущую роль играют сульфатредуцирующие бактерии родов Desulfovibrio, Desulfotomaculum, Desulfomonas $C_{орг}+SO^{-2}_4 \rightarrow CO^2+H_2S+H_2O$ (гл. реакция)	Деятельность илоедов и сапрфитов («гнилостных» бактерий) является конечным звеном трофических цепей в океане
Изменение в составе иловых вод	Eh колеблется от +500, +300 мВ до –350 мВ; pH – в пределах 7,0–8,5. Главный процесс – метаморфизация вод с сохранением общей минерализации: 1) растет содержание Alk (карбонатов); 2) уменьшается количество SO^{-2}_4	Eh=+500 – +600 мВ; pH=7–8 Изменений в составе иловых вод мало. В глубоких скважинах увеличивается содержание Ca за счет вторичной доломитизации и обмена Mg на Ca

Окончание таблицы 20

1	2	3
Преобразование органического вещества	ОВ: Белки → аминокислоты; Жиры → жирные кислоты, глицерин; Углеводы → полисахариды. Аминокислоты, жирные кислоты, глицерин, полисахариды → гуминные кислоты, фульвокислоты. Часть ОВ растворяется в иловой воде, концентрируясь до 10–11 мг/литр	Белки, Гуминовые кислоты → Гумины – обуглероженное ОВ растворимое только в щелочи
Процессы конкрециеобразования	Конкреции формируются в толще илов; вырисовывается вертикальная зональность: 1) конкреции сульфидов (пирит, гидротроилит); 2) кальцитовые конкреции; 3) конкреции сидерита	Конкреции образуются на поверхности ила, вблизи от границы ил – наддонная вода и слагаются гидроксидами Fe и Mn с адсорбированными элементами-примесями
Формирование аутигенной минералогической зональности	Формируется минералогическая зональность, тесно связанная с латеральным фациальным рядом песок–алеврит–глина: 1) гидроксиды Fe и Mn; 2) глауконит и лептохлориты; 3) сидерит; 4) сульфиды	Формируется вертикальная зональность аутигенных цеолитов: 1) филлипсит – $(K_2, Cf)[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 4{,}5H_2O$ 2) клиноптилолит – $(Ca, Na_2)[AlSi_2O_8]\cdot 5H_2O$ Важным компонентом илов являются иллит и смектит (монтмориллонит)
Уплотнение обводненных илов и завершение диагенетических преобразований	Уплотнение глинистых илов в морях происходит на глубине 250–300 м	Нижняя граница зоны разуплотненных глин в океане располагается на глубине 1,5–2,0 км от раздела ил–наддонная вода

Литература

Авчан Г.М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972. 144 с.

Альтшулер З.С. Выветривание месторождений фосфатов – аспекта геохимии и среды. В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. С. 47–117.

Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.

Батурин Г.Н., Савенко В.С. Новые данные о растворимости природных фосфатов в морской воде // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 4. С. 726–728.

Беляев С.С., Иванов М.В., Чеботарев В.Н., Леин А.Ю. Распространение сапрофитных бактерий в различных типах донных осадков тропической зоны тихого океана. В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука. 1976. С. 59–68.

Бруевич С.В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1953. Т. 7. С. 12–56.

Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. № 3. С. 65–80.

Бушинский Г.И. Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 88 с.

Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966. С. 5–35.

Вебер В.В. Общие результаты исследования. В кн.: К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М.-Л.: ГОНТИ НКТП, 1950. С. 324–352.

Волков И.И. Некоторые геохимические проблемы микробиологических процессов при диагенезе современных морских осадков. В кн.: Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов. М.: Изд-во НЦБИ АН СССР, 1976. С. 34–68.

Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков. Железо-марганцевые конкреции. В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 363–468.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.

Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 99 с.

Герасимов И.П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение // Мат. совещ. по изуч. четверт. периода. Т.I. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 23–44.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Занин Ю.Н., Терновой В.И. Геохимия фосфора в зоне выветривания. В кн.: Геология месторождений апатита. М.: Недра, 1980. С. 24–26.

Калинко М.К. Нефтегазоносность акваторий мира. М.: Недра, 1969. 260 с.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

Ковалев В.А., Генералова В.А. О взаимодействии гуминовых и фульвокислот торфяных почв с железом // Почвоведение. 1967. № 9. С. 135–143.

Ковалев В.А.. Генералова В.А. Геохимические особенности миграции железа в современных торфяниках Белоруссии // Геохимия. 1969. № 2. С. 210–230.

Ковалев В.А., Генералова В.А. Модельное изучение вивианита на основе железогумусовых комплексов // Геохимия. 1974. № 8. С. 1204–1211.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т.2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 286 с.

Кондратьева И.А., Нестерова М.В. Литолого-геохимические особенности урановых месторождений в мезозойских речных палеодолинах // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 577–595.

Копорулин В.И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 292 с.

Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 35–54.

Кунин В.Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 240 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 2. С. 32–52.

Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю., Волков И.И. и др. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 28–73.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 233 с.

Ломтадзе В.Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками // Зап. Лен. горн. ин-та. Вып. 2. 1953. Т.XXIX. С. 32–46.

Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: Изд-во БГУ, 2000. 255 с.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 388 с.

Озерская М.Л., Подаба Н.В. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967. 772 с.

Орлов А.Н. Вивианиты западной половины Европейской части СССР // Труды Центр. опытной станции. Т. 7. 1939. С. 9–62.

Патрунов Д.К., Голубовская Т.Н. Заливы, проливы, лагуны. В кн.: Современное карбонатообразование. Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 7. М.: ГКСМ по науке и технике СССР, 1976. С. 61–72.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: ГОНТИ, 1940. Т. I. 476 с. Т.II. 420с.

Пушкина З.В. Иловые воды осадков трансокеанского профиля и их изменения в диагенезе. В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 70–99.

Пушкина З.В., Степанец М.И., Черкасова Е.В. Железо, марганец, медь, никель и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 3. С. 3–16.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океанах. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975. 36 с.

Романкевич Е.А. Органическое вещество донных осадков к востоку от Японии и его влияние на окислительно-восстановительные процессы. В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 5–20.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 262 с.

Романкевич Е.А., Бобылева Н.В. Органический углерод в верхнем слое донных осадков океана // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1232–1237.

Савенко В.С. Экспериментальное изучение условий хемогенного осаждения фосфатов кальция из морской воды // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 5. С. 1302–1305.

Савенко В.С. Физико-химические аспекты формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 1992. № 3. С. 377–389.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.

Седлецкий И.Д. Коллоидно-дисперсная минералогия. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 114 с.

Сидоренко А.В. Основные черты минералообразования в пустыне. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3-4. Львов: ЛГУ, 1956. С. 516–543.

Сидоренко А.В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 24–52.

Соколов Б.А., Конюхов А.И. Особенности диагенеза глубоководных осадков и проблема поисков нефти и газа в океанах // Вестник МГУ. Сер. геол. 1975. № 3. С. 59–63.

Стащук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии М.: Недра, 1968. 206 с.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 372 с.

Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и океанах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 375–477.

Страхов Н.М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. I. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 7–28.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 584 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза. В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 9–238.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48–75.

Успенский В.А. Стадии нефтеобразования и их место в системе геохимических циклов углерода // Советская геология. 1955. № 47. С. 62–82.

Успенский В.А. О превращении органического вещества в нефть. В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 56–72.

Феофилова А.П. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 28–54.

Феофилова А.П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 102 с.

Фридмен Дж. М., Сандерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов. В кн.: Карбонатные породы; генезис, распространение, классификация. Т.I. М.: Мир, 1970. С. 249– 320.

Халезов А.Б. Месторождение урана южной окраины Западно-Сибирской низменности. В кн.: Геология местор. урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 135. М.: ВИМС, 1993. С. 45–64.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритосодержащих железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. $2004_а$. № 5. С. 454–475.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 2. Общие вопросы фанерозойского и докембрийского железорудного процесса // Литология и полез. ископаемые. $2004_б$. № 6. С. 563–585.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

Швецов М.С. Процессы, превращающие осадки в породы и изменяющие породы (гальмиролиз, диагенез, экзодиагенез, метадиагенез) // Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Труды 3-го Всесоюзн. совещ. по литол. и минер. осад. пород. Баку: АН АзССР, 1962. С. 219–229.

Шишкина О.В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана // Труды ИОАН СССР. Вып. 27. 1958. 128 с.

Шишкина О.В. Химический состав иловых вод Тихого океана // Труды ИОАН СССР. Вып. 33. 1959. 92 с.

Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 229 с.

Шишкина О.В. Иловые воды. В кн.: Химия океанов. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 252–279.

Штейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилл Р. Побережья аридных зон и эвапориты. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. Т.1. М.: Мир, 1990. С. 232–277.

Шуменко С.И. Электронно-микроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 114–117.

Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М. и др. Палеопочвы в верхнепермских отложениях реки Сухона (бассейн Северной Двины) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 376–391.

Allen J.R.L. Studies in fluvuatle sedimentation: implication of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Angio-Weish outcrop. // Geol. Journ. 1974. № 9. P. 181–208.

Berger W.H. The benthic interface of deep-sea carbonates: A threeticred sequence controlled by depth deposition. In: The dynamic environment of the ocean floor. Toronto. 1982. P. 92–114.

Butler G.P., Harris P.V., Kendall C.G. Recent evaporates from the Abu Dhabi ocastal flats. In: Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. 1982. SEPM Core Worksshop, № 3. Calgary. P. 33–64.

Emery K.O., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation origin of oil // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1952. V. 5. P. 23–68.

Keller W.D. Flint clay and a flint clay facies // Clays and clay minerals. 1968. V. 16. № 2. P. 82 –96.

Leeder M.R. Pedogenic carbonate and flood sediments accretion rates: a quantitative model for alluvial, arid-zone lithofacies // Geol. Mag. 1975. V. 112. P. 257–270.

Manheim F.T., Chan K.M. Interstitial Waters of Black Sea Sediments: New Data and Review // The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Am. Assoc of Petrol. Geol., Oklahoma USA, 1974. P. 155–183.

Murray D., Renard A. Report ob the deep-sea deposits based on the sptcimens collected during the voyage of H.M.S. «Challenger» in the years 1872 to 1876. London, 1964. 350 p.

Nafe J.E., Dracke C.L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // Geophysics. 1957. V. XXII. № 3. P. 523–552.

Retallack G.G. Soil of the past. London: Unwin-Hyman, 1990. 520 p.

Redfield A.G. The biological control of chemical factors in the environments // Amer. Sci.1958. V. 46. P. 205–211.

Richards F.A. Anoxic basins and fiords. Chemical Jceanography. London: Academ. Press, 1965. P. 611–645.

Ricke H.H., Chilingarian G.V. Compaction of argillaceous sediments Amsterdam-London-New York: Elsevier Scien. Publish. Company, 1974. 424 p.

Sayles F.L., Manheim F.T. Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the deep-sea drilling project // Geochem. et cosmoch. Acta. 1975. 39. № 1. P. 24–62.

Sandstrom M., Gieskes J. Interstitial water studies. Leg. 24 // Initial reports of the deep-sea drilling project. 1974. V. 24. P. 17–38.

Trask P. Origin and environment of source bed of petroleum // American Petroleum Institute, 1932. P. 3–105.

Trask P. Recent marine deposits. A sumposium Tulsa, Oklahoma, London, 1939. P. 2–74.

West J.M., All V.F., Hilmy M.E. Primary gypsum nodules in a modern sabhka on the Mediterranean coast of Egipt // Geology. 1979. V. 7. P. 354–358.

ГЛАВА 8
ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИИ, А ТАКЖЕ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДРЕВНИХ ГУМИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

О гранулометрии осадочных пород

Древние осадочные отложения представляют собой смеси различных гранулометрических фракций. С помощью визуальных и микроскопических замеров размеров обломков, ситового анализа, а также отмучивания тонких глинистых фракций в воде, можно получить представление о количественном весовом соотношении частиц различного размера и, в конечном счете, дать определение той или другой разновидности осадка или горной породы в целом.

Преобладающие размеры терригенных обломков, несомненно, предопределяют особенности породы, однако принятые размерные градации, к сожалению, в разных странах не совпадают. За рубежом, еще в 20-х годах прошлого века была принята классификация размеров частиц О.К. Уэнтуорта [Wentworth, 1922], позднее несколько усовершенствованная В.К. Крумбейном [Krumbein, 1934]. В России, начиная с 40-х годов, утвердились классификации МГРИ [Швецов, 1938; 1958] и десятичная классификация кафедры литологии МИНГ и ГП им. И.М. Губкина [Пустовалов, 1940].

Соотношения размерности обломков, принятые в этих классификационных схемах, охарактеризованы в табл. 21. Очевидно, что наиболее распространенные среди осадочных отложений пески, алевриты и глины в своих размерных границах не совпадают, и это чрезвычайно сильно затрудняет взаимопонимание литологов разных стран и даже ряда организаций России. Наиболее детально самые распространенные пески и алевриты классифицируются в западных схемах; наиболее формализованной, но крайне простой и запоминающейся представляется десятичная классификация нефтяников. Промежуточное положение между ними занимает классификационная система МГРИ, в которой, несомненно, более обоснованными и естественными представляются границы между алевритами и глинами, а также между алевритами и песками, песками и гравием.

Несмотря на ряд несомненных преимуществ схемы Вентуорта-Крумбейна, а также М.С. Швецова, мы принимаем за основу десятичную классификацию нефтяников, разработанную литологами МИНГ и ГП и принятую на кафедре литологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова.

Гранулометрический и минеральный состав гумидных терригенных пород

Главными геохимическими особенностями гумидного осадочного процесса на суше является глубокое химическое и биохимическое разложение исходных маг-

Таблица 21. Сравнительная классификация величины минеральных обломков, мм

Классификация O.K.Wentwoth (1022) и W.K.Krumbein (1934) распространенная на западе	Классификация МГРИ (М.С.Швецов, 1938, 1958)	Классификация кафедры литологии МИНХ и ГП им. И.М.Губкина и МГУ (Л.В.Пустовалов, 1940)
	Глыбы	Глыбы
	1000	1000
Валуны	Валуны	Крупные валуны
		500
		Средние валуны
	250	250
		Мелкие валуны
	Галька (щебень)	100
		Крупная галька (щебень)
64		50
Крупная галька		Средняя галька (щебень)
		25
		Мелкая галька (щебень)
	10	10
4,0	Гравий (дресва, хрящ)	Крупный гравий
Мелкая галька		5
3,36		Средний гравий
Гравий		2,5
1,68	2,0	Мелкий гравий
Очень крупнозернистый песок	Грубый песок	1
1,00		Крупный песок
Крупнозернистый песок	0,50	0,50
0,50	Средний песок	Средний песок
Среднезернистый песок	0,3	0,25
0,210		Мелкий песок
Мелкозернистый песок	Мелкий песок	0,10
0,105		Крупный алеврит
Тонкозернистый песок		0,05
0,059	0,05	Средний алеврит
Крупнозернистый алеврит		0,025
0,03	Алеврит	Мелкий алеврит
Среднезернистый алеврит		0,01
0,01	0,01	Крупный пелит
Мелкозернистый алеврит	Алеврит тончайший	0,001
0,004	0,001	Мелкий пелит
Тонкозернистый алеврит	Глина	
0,002		
Глина		

матических, метаморфических и, в меньшей степени, осадочных пород, совершающееся в условиях избыточного увлажнения и активной деятельности биоса. В составе последнего выделяются лесные растения (деревья и кустарники), травы, лишайники и разнообразные бактериальные сообщества. Наиболее характерными образованиями гумидных зон являются коры выветривания и почвы.

Как было показано в главе 3, в тропической, а также северной и южной гумидной зонах континентального блока формирование кор выветривания осуществляется на протяжении последовательно сменяющих друг друга геохимических стадий (щелочная и кислая) и завершается формированием зонально построенной элювиальной толщи, в которой на коренных породах залегает дресва, смектитовые и каолинитовые глины большой мощности. Венчается тропическая кора выветривания зоной охр или горизонтом полуторных окислов железа и алюминия с примесью TiO_2.

Наряду с зональным строением в элювиальных толщах гумидных зон резко проявляется другая особенность – *отсутствие гранулометрической сортировки.*

В той остаточной массе, которую представляет *элювий*, деятельность поверхностных вод достаточна для реализации глубокого химического разложения некоторых минералов, но совершенно недостаточна для их сортировки и гранулометрической сепарации. Поэтому остаточный характер элювия проявляет себя в формировании гранулометрических смесей или «мусорных пород» (хлидолитов по номенклатуре Л.В. Пустовалова [1940]).

Вступая в процессы мобилизации осадочного материала на водосборах, по мере переотложения, элювий в той или другой степени дифференцируется, и различные гранулометрические фракции, слагающие эту слабоотсортированную массу, начинают обособляться друг от друга.

Механическое разделение гранулометрических фракций элювия происходит в результате реализации самых различных способов его переотложения. В меньшей мере оно осуществляется при образовании *коллювия*, т.е. отложений склонов, возникших под действием сил тяжести осадков, в большей степени – при формировании *делювия* – склоновых отложений, образованных деятельностью талых, дождевых или снеговых вод или *пролювия* – отложений предгорных шлейфов, образованных временными потоками. Однако максимальное разделение гранулометрических фракций элювия несомненно происходит в сфере деятельности речных потоков, т.е. при образовании *аллювия*.

Различия в гранулометрической сортировке элювия и продуктов его переотложения хорошо отражаются в левой части диаграммы рис. 8.1*А*, заимствованной из работ Н.М. Страхова [1960; 1963]. Здесь сделана попытка отразить по возможности полный гранулометрический спектр фракций, слагающих элювиальные отложения и их производные. Для этого были использованы более 600 полных гранулометрических анализов современных и древних гумидных отложений, в которых исследовались количественные соотношения глинистой, алевритовой, песчаной, гравийной и галечной фракций. Результаты исследования наносились на три связанные между собой диаграммы Озанна, в которых к треугольнику песок–алеврит–глина оказывался пристроен треугольник гравий–песок–глина, а затем – галька–гравий–глина. Соответствующие этим трем диаграммам исходные данные пересчитывались на 100% и на каждую из них наносились результаты в виде точек. Таким образом, каждый анализ в зависимости от своего гранулометрического диапазона мог быть нанесен на все три треугольника, а в сокращенном варианте – на два и даже один.

Несмотря на условность подобной трактовки гранулометрических измерений, общие результаты анализа представляют большой интерес. Уже при нанесении первых результатов анализов на сложную диаграмму Озанна стало очевидным, что элювиальные отложения и тесно связанные с ними отложения склонов (делювий) и предгорных шельфов (пролювий) занимают внутреннюю часть треуголь-

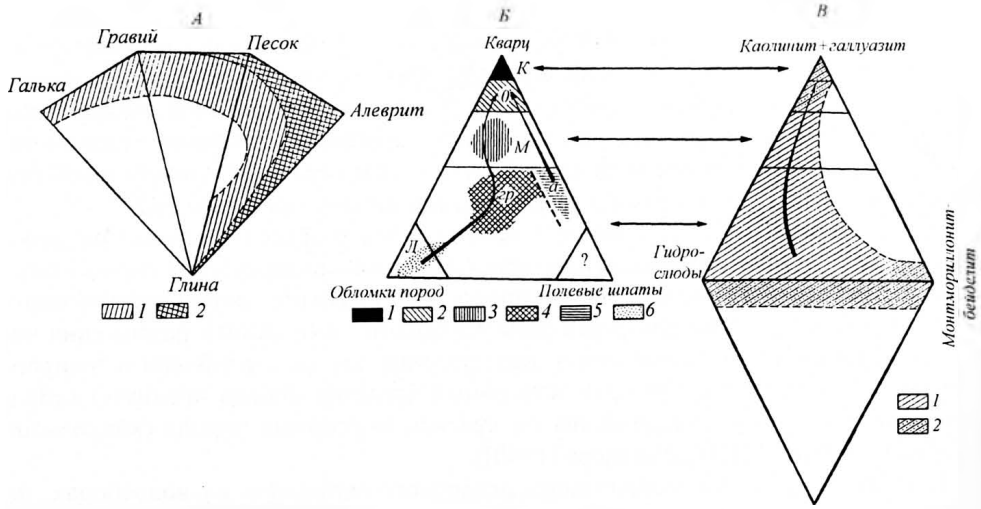


Рис. 8.1. Гранулометрический и минералогический состав гумидных отложений [Страхов, 1960]

А – гранулометрические типы пород: 1 – тектонически активных регионов; 2 – тектонически пассивных регионов. Б – минералогические типы песчано-алевритовых пород: 1 – кварцевые мономинеральные пески (К); 2 – кварцевые олигомиктовые пески (О); 3 – кварцевые мезомиктовые пески (М); 4 – полимиктовые пески–граувакки (гр); 5 – полимиктовые пески–аркозы (а); 6 – полимиктовые пески–лититы (л). Стрелки показывают направление эволюции минералогического состава песков. В – минералогические типы глинистых пород: 1 – обычные типы глин; 2 – редкие типы глин

ников песок–алеврит–глина и гравий–песок–глина, протягиваясь вдоль основания диаграммы галька–гравий–песок. Так как формирование делювия и пролювия связано с образованием склонов, т.е. происходит в тектонически активных условиях орогенов, расположение их точек целиком совпадает с гранулометрией отложений тектонически активных регионов.

В отличие от элювиально-делювиальных и элювиально-пролювиальных отложений, речные образования (аллювий) характеризуются высокой гранулометрической сортировкой; поле аллювиальных анализов вытягивается вдоль линий глина–алеврит и алеврит–песок, выклиниваясь в сторону гравия. Оно целиком совпадает с областью, характеризующей тектонически пассивные регионы платформенного типа.

Вывод из рассмотрения рис. 8.1*А* очевиден. Переотложение элювиальных отложений сначала в условиях активных тектонических движений (делювий, пролювий), а затем – на пассивных равнинах (аллювий) ведет к гранулометрической сортировке и к сокращению числа гранулометрических фракций до минимума: песок, алеврит, глина.

На треугольной диаграмме Н.М. Страхова (рис. 8.1*Б*) делается попытка охарактеризовать минералогический состав гумидных песчаников. Для дальнейших построений используется треугольная диаграмма, в которой на одной из вершин локализуются высокие содержания кварца, на другой – полевых шпатов, а на третьей – обломков пород; сумма всех этих минералов составляет 100%. В верхней части

треугольника при содержании кварца 90% располагается поле чистых кварцевых песчаников, в интервале 75–90% кварца – поле олигомиктовых песчаников, при градациях 50–75% кварца – мезомиктовых песчаников, а на остальном пространстве треугольника развиты полимиктовые разновидности песчаных пород. При этом в левом углу диаграммы находится поле лититов или скоплений сконцентрированных обломков пород. В пределах поля полимиктовых песчаников справа располагается область аркозов, а слева – граувакк.

На диаграмму были нанесены минералогические анализы 12 000 образцов песчаных пород из различных стратиграфических горизонтов, сформировавшихся в условиях гумидного климата. Поля их распространения на рис. 8.1*Б* заштрихованы; оказалось, что те песчаные образования, которые возникали в условиях активного тектонического режима и были связаны с элювием, делювием и пролювием, заняли поле лититов, аркозов и граувакк; иначе говоря они оказались представлены преимущественно полимиктовыми разностями песчаных пород.

Наоборот, песчаные образования аллювиального происхождения, тесно связанные с пассивными тектоническими областями, обеспечивающими гранулометрическую сортировку и многократное переотложение терригенных компонентов, заняли поля мезомиктовых и олигомиктовых, а также кварцевых мономинеральных песчаников.

Такое поведение песчаных пород в гумидных зонах свидетельствует о том, что в этих условиях огромное значение приобретает минералогическое вызревание полимиктового материала, заимствованного из кор выветривания. Включаясь в процессы многократного переотложения и испытывая на себе биохимическое разлагающее влияние среды, осадок теряет наиболее неустойчивые компоненты и преобразуется по схеме: полимиктовые пески–мономинеральные чистые кварцевые пески. Это преобладающее в гумидных зонах направление изменения минерального состава терригенных пород на графике подчеркнуто стрелками.

Менее определенно поддается количественному анализу поведение глинистых минералов, что связано с методическими трудностями их диагностики. На полуколичественном уровне Н.М. Страхов [1960; 1963] так оценивает их распространение в гумидных зонах, как это условно показано на рис. 8.1*В*. Здесь для анализа используется две треугольные диаграммы Озанна, на которых в верхнем треугольнике показано соотношение каолинит–галлуазит и гидрослюды–смектиты, на нижнем – два последних компонента и сепиолит (палыгорскит).

Наиболее распространенные поля развития глинистых минералов на диаграмме заштрихованы. Можно утверждать, что в тектонически активных областях наиболее широким распространением пользуются гидрослюды – продукты разрушения кислых магматических пород и смектиты, возникающие при изменении основных магматитов и вулканитов. В тектонически спокойных регионах, в условиях многократного переотложения материала и длительного биохимического разложения существенно возрастает количество каолинита, который совместно с галлуазитом возникает еще на стадии формирования кор выветривания. Что касается магнезиальных силикатов типа сепиолита и палыгорскита, то они не установлены в области развития гумидных зон.

В целом можно утверждать, что мезомиктовым песчаным разновидностям соответствуют смектитовые и гидрослюдистые глины, а аналогом олигомиктовых разностей и чистых кварцевых песков являются каолинитовые глины. Во всех случаях каолинит является своеобразным индикатором гумидных обстановок.

О связи между размерами и минеральным составом частиц

Размещение различных терригенных минералов среди гранулометрического спектра обсуждалось в работах многих исследователей. Влияние размеров зерен на состав минералов, осаждающихся в неподвижной среде, впервые подчеркнул В. Руби [Rubey, 1933], применив для их оценки формулу Стокса.

По формуле Стокса скорость падения частиц в жидкости определяется следующим образом:

$$v = \frac{g}{18} d^2 \frac{P_m - P_b}{\mu},$$

где d – диаметр частиц данного минерала; P_m – удельный вес этого минерала; P_b – удельный вес жидкости; μ – вязкость жидкости; g – ускорение силы тяжести.

Используя формулу Стокса для оценки относительного поведения кварца (уд. вес – 2,66) и магнетита (уд. вес – 5,18) в воде, можно предположить их падение с одинаковой скоростью и тогда:

$$\frac{g}{18} d_{кв}^2 \frac{P_{кв} - P_b}{\mu} = \frac{g}{18} d_{магн}^2 \frac{P_{магн} - P_b}{\mu}.$$

Преобразуя это уравнение относительно магнетита, нетрудно показать, что:

$$d_{магн} = \sqrt{\frac{2{,}16 - 1{,}00}{5{,}18 - 1{,}00}} d_{кв} = 0{,}63 d_{кв}.$$

Это означает, что при совместном падении в неподвижной воде зерна магнетита по размерам должны составлять 0,63 диаметра зерен кварца. И наоборот, если в неподвижной воде будут осаждаться зерна кварца и магнетита равного размера, то скорость падения обломков магнетита будет всегда превышать скорость осаждения кварца.

Как показали исследования H.S. Allen, S. Oden и др., формула Стокса опирается на ряд допущений, среди которых, пожалуй, наиболее важными являются предположение о неподвижности среды, допущение о том, что частицы минерала представляют собой сферические тела, а также, что плотность среды мала по сравнению с плотностью минерала.

Существенные поправки в поведение взвешенных минеральных частиц вносит ламинарное или турбулентное движение потока; теоретически его влияние на осаждение минеральных частиц подробно рассмотрено в книге [Pettijon et al., 1972].

Как отметил в своей работе М.Г. Бергер [1986], для установления свойств терригенных минералов, определяющих их перемещение и транспортировку, используются довольно сложные понятия и критерии. Логичнее всего было бы использовать представление о транспортабельности или подвижности минералов в той или иной среде. Однако в седиментологии последних лет обычно используется обратная величина – представление о сопротивляемости обломочных частиц механическим воздействиям, направленным на их перемещение. В общем такая величина именуется *гидроаэродинамической устойчивостью* (ГУ).

Обычно ГУ определяется с помощью двух величин: критической скорости срыва частиц потоком (V_c), после чего она начинает участвовать в сальтационном движении, и критической величиной несдвигающей скорости ($V_н$), т.е. той минимальной скоростью движения потока, при которой частица сохраняет свою устойчивость и не принимает участия в движении среды.

Кроме этих двух показателей в качестве критерия гидроаэромеханической устойчивости иногда рассматривается их *гидравлическая крупность* (V), представляющая собой скорость равномерного свободного падения частицы в неподвижной воде. Между гидравлической крупностью (V) и критическими скоростями V_c и $V_н$ существуют простые количественные соотношения: V_c:V=4,5, а V_c:$V_н$=1,4.

В таблице 22, составленной, по данным П.А. Волкова, М.Г. Бергером [1986], приведены экспериментальные значения показателей, характеризующие ГУ пляжевых песков Черного моря.

Таблица 22. Основные гидравлические характеристики минералов анапского песка Черного моря (фракция – 0,25 + 0,15 мм)

Минералы и их плотность	Несдвигающая скорость волнового потока (V_c, см/сек)	Срывающая скорость волнового потока (V_c, см/сек)	Гидравлическая крупность (V_c,см/сек)	V_c/V	V_c/$V_н$
Кварц, полевые шпаты, σ=2,65	8,6	17,0	3,0	5,67	1,98
Пироксен σ=3,5	14,5	24,6	5,4	4,56	1,70
Титаномагнетит σ=4,5	19,6	36,3	8,5	4,27	1,85

Материалы, полученные W. Rubey, S. Oden, J. Martens, G. Rittenhouse, L. Briggs, Ю.А. Полкановым, И.Ф. Кашкаровым, В.И. Пятновым, Л.П. Мацуевым, Ю.В. Шумиловым и А.Г. Шумовским, Ф. Петтиджоном, М.Г. Бергером, позволяют считать, что все упомянутые выше гидравлические показатели, определяющие поведение минералов при перемещении и транспортировке, в значительной степени зависят от их плотности.

Различные соотношения гидроаэродинамической устойчивости и плотности терригенных минералов осадочных отложений позволяют выделить среди них пять групп, охарактеризованных в таблице 23.

Не вызывает сомнения, что такая группировка терригенных минералов имеет значение обобщения и соответствует общей схеме фазовой дифференциации вещества в зоне осадкообразования. Однако в энергетически различных фациальных обстановках и при различии питающих областей ряды устойчивости минералов несомненно будут варьировать. Так, например, анализируя материалы Дж. Мартенса по береговой зоне Восточной Флориды М.Г. Бергер [1986] установил следующий ряд минералов в порядке уменьшения их устойчивости: циркон–рутил–ильменит (лейкоксенизированный)–ставролит–эпидот–турмалин–силлиманит–роговая обманка. По данным минералогического анализа современных осадков на шельфе Балтийского моря, А.И. Блажчишин [1976] описал несколько

Таблица 23. Относительная гидроаэродинамическая устойчивость и плотность терригенных минералов [Бергер, 1986]

Группы минералов по их гидроаэродинамической устойчивости	Устойчивость	Плотность минералов, г/см^3	Минералы
I	Весьма низкая	<2,85	Кварц, полевые шпаты, мусковит, кордиерит
II	Низкая	2,85–3,5	Турмалин, силлиманит, андалузит, эпидот, апатит, биотит, амфиболы, авгит, диопсид, гиперстен, оливин (форстерит)
III	Средняя	3,5–4,0	Алмаз, лейкоксен, шпинель, кианит, ставролит, титанит, пироп, оливин (тортонолит)
IV	Высокая	4,0–5,5	Циркон, рутил, ильменит, монацит, ксенотим, хромит, корунд, спессартин, альмандин, магнетит, перовскит, пирохлор, оливин (фаялит)
V	Весьма высокая	>5,5	Платина, золото, бадделеит, касситерит, танталит, вольфрамит, шеелит, киноварь

иную последовательность выпадения терригенных минералов по мере падения скорости вдольберегового потока: ильменит–циркон–гранат–эпидот–амфиболы–глауконит–полевые шпаты–слюды. Для аллювиальных обстановок М.Г. Бергер [1986] нарисовал несколько иной ряд осаждения: циркон–рутил–альмандин–ставролит–кианит–турмалин–силлиманит. Для россыпеобразующих процессов наиболее обоснованным представляется ряд убывающей миграционной способности минералов, предложенный Н.А. Шило [2000]: алмаз–циркон–ильменит–монацит–магнетит–шеелит–касатерит–вольфрамит–золото–платина.

В целом, связь между гранулометрическим спектром частиц и распределением обломков пород, терригенными акцессорными и глинистыми минералами Н.М. Страхов [1960; 1963] представил так, как она показана на рис. 8.2. По оси абсцис на графике изображены гранулометрические фракции, охватывающие интервал от 10 до 0,001 мм. При рассмотрении графика становится очевидным, что при размерности частиц, превышающей 1 мм, поле распространения частиц занято обломками пород. С другой стороны, в области фракций менее 0,01 мм преимущественное распространение получают слюды (мусковит, биотит) и глинистые минералы, среди которых преобладают иллиты, смектиты, хлориты и каолинит. Таким образом, подавляющее большинство собственно терригенных минералов заключено в гранулометрическом интервале от 1,0 до 0,01 мм, т.е. в пределах песчаной и алевритовой фракции.

Внутри песчано-алевритового интервала максимумы распространения различных минеральных групп не совпадают между собой. Слева направо выделяется вначале максимум кварца и полевых шпатов, затем – плагиоклазов и минералов тяжелой фракции. Внутри интервала 0,2–0,01 мм, типичного для группы акцессорных минералов, вначале локализуются более легкие и твердые минералы – турмалин, эпидот, ставролит, а затем более тяжелые рудные минералы, а также циркон, апатит, дистен и другие.

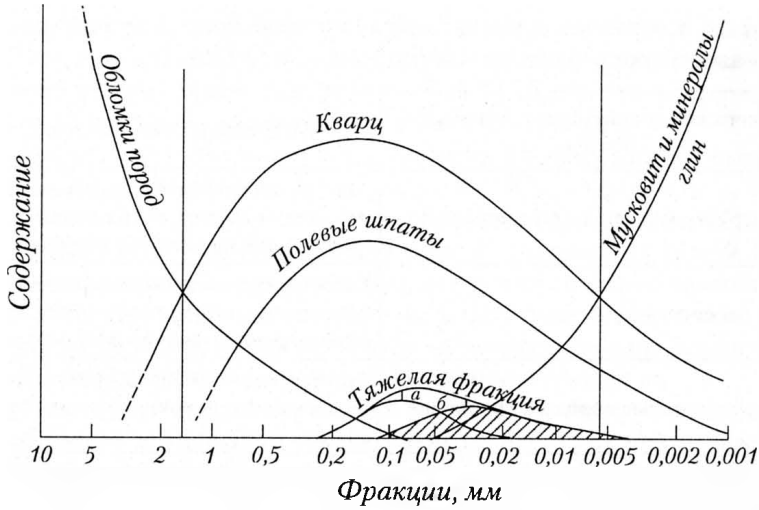


Рис. 8.2. Распределение кластического материала в гранулометрическом спектре осадков [Страхов, 1954]

а – распределение легких и твердых минералов (турмалин, эпидот, ставролит); *б* – распределение тяжелых и мягких минералов (циркон, рудные, апатит). Их поле заштриховано

В целом, Н.М. Страхов неоднократно подчеркивал, что диаграмма, изображенная на рис. 8.2, дает лишь самое общее представление о связях между гранулометрическим и минеральным составом современных осадков и древних осадочных пород.

Акцессорные минералы и их значение при палеогеографических построениях

Как показали исследования P.G. Boswell, H.B. Milner, а также В.П. Батурина и литологов его школы – П.П. Авдусина, И.А. Преображенского, С.Г. Саркисяна, М.Г. Барковской, В.А. Гроссгейма и др., локализованные в алевритовой фракции терригенных осадочных пород акцессорные минералы могут служить важнейшими индикаторами состава питающих провинций, указателями путей, способа переноса осадочного материала, а также климата, господствовавшего на водосборах.

Особенно полно ассоциации тяжелых минералов позволяют определять состав исходных материнских пород, разрушающихся на водосборах; это положение хорошо иллюстрирует таблица 24, составленная Ф. Петтиджоном с соавторами [1976] по материалам H.B. Milner, W.C. Krumbein, F. Pettijohn, M.W. Feniak, J. Baker и других авторов. Очевидно, что ассоциации минералов заметно меняются в тех случаях, когда в области водосборов начинают преобладать те или другие магматические, метаморфические или осадочные образования.

Само собой разумеется, что сложно построенные питающие провинции, сложенные разнообразными типами материнских пород, будут рождать сложные минералогические ассоциации тяжелых минералов.

Таким образом, тесная генетическая связь, существующая между составом разрушающихся пород, с одной стороны, и возникающими за их счет осадками и

Таблица 24. Состав материнских пород на водосборе и ассоциации тяжелых минералов алевритовой фракции [Петтиджон и др., 1976]

Петрографический состав материнских пород на водосборах	Ассоциации тяжелых минералов
Кислые изверженные породы (гранитоиды)	Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовая разновидность), циркон
Гранитные пегматиты	Касситерит, дюмортверит, флюорит, гранат, монацит, мусковит, топаз, турмалин (синяя разновидность), вольфрамит, ксенотим
Основные изверженные породы (габброиды)	Авгит, хромит, диопсид, гиперстен, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст, апатит*
Контактно-метаморфические породы	Андалузит, хондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, воллостанит, цоизит
Динамотермальные метаморфические породы (региональный метаморфизм)	Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранат, глаукофан, кианит, силлиманит, ставролит, титанит, цоизит-клиноцоизит
Осадочные породы переотлагаемые в гипергенном цикле	Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (окатанные зерна)

Примечание. *– дополнение В.Н. Холодова

осадочными образованиями – с другой, позволила литологам выдвинуть представления о питающих и терригенно-минералогических провинциях. Под *питающей* провинцией Г.Ю. Мильнер [Milner, 1922] понимает некоторый пространственно ограниченный комплекс, включающий все породы (изверженные, метаморфические и осадочные), участвующие в образовании того или иного осадочного комплекса отложений.

В.П. Батурин [1947] предложил следующим образом определить *терригенно–минералогические* провинции.

Простыми терригенно-минералогическими провинциями называются области седиментации (как современные, так и ископаемые), охарактеризованные одним комплексом легких и тяжелых минералов и связанные с одной питающей провинцией. Под сложной терригенно-минералогической провинцией он предложил выделить области, получающие материал из нескольких питающих областей.

Прекрасной иллюстрацией всех этих построений являются палеогеографические реконструкции самого В.П. Батурина [1937; 1947], выполненные путем изучения ассоциаций тяжелых минералов и направленные на расшифровку условий образования среднеплиоценовой продуктивной толщи Азербайджана. Продуктивная толща представляет собой мощную, почти двухкилометровую, нефтесодержащую красноцветную формацию, сложенную чередованием алевролитов, песчаников и глин; она была встречена в разрезах Азербайджана и Куринской впадины и прослежена с запада на восток вдоль Апшеронского порога. На востоке ее стратиграфическим аналогом является также красноцветная толща Запад-

ной Туркмении; в ней тоже широко распространены нефтяные и газовые месторождения. Стратиграфическое положение продуктивной и красноцветной толщи определяется их залеганием между морскими и хорошо охарактеризованными фаунистически понтическими и акчагыльскими отложениями.

Происхождение продуктивной и красноцветной толщ издревле вызывало расхождение. Одни исследователи (Н.И. Андрусов, Д.В. Голубятников, С.Р. Зубер) считали ее типичным континентальным образованием, другие (К.П. Калицкий, С.А. Ковальский, М.Ф. Мирчинк) обосновывали дельтовую гипотезу. Редкие находки плохо определимой фауны не позволяли использовать палеонтологический метод для реконструкций палеогеографии; между тем, генетические проблемы происхождения этих отложений оказались тесно связаны с происхождением месторождений нефти и газа и требовали обоснованного решения.

Исследовав состав минералов, слагающих тяжелую фракцию песков и алевролитов, отобранных в различных частях развития продуктивной и красноцветной формаций, В.П. Батурин выделил в них три важнейшие терригенно-минералогические провинции. На западе региона расположена Прикуринская провинция, в которой среди тяжелых минералов преобладают моноклинные пироксены и роговые обманки. В центральной части, в Апшеронском районе, господствуют ильменит, дистен, ставролит и силлиманит. На востоке, в районе полуострова Челекен, широкое распространение получают гранат, роговые обманки и дистен.

Наблюдения, проведенные В.П. Батуриным в современных дельтовых отложениях р. Куры, р. Волги и в голоцен-четвертичных дельтовых отложениях р. Палеоузбой, показали, что здесь состав тяжелых минералов сходен. Действительно, р. Кура создает дельтовые отложения по составу входящие в пироксен-роговообманковую провинцию, р. Волга – в дистен-ставролитовую, а Палеоузбой – в гранат-роговообманковую.

В.П. Батурин показал, что все три терригенно-минералогические провинции прослеживаются в глубь веков, до среднего плиоцена, и это позволило ему обосновать дельтовую гипотезу происхождения продуктивной и красноцветной формации и составить палеогеографическую схему, изображенную на рис. 8.3.

Как следует из графика, период формирования продуктивной свиты совпал с крупной регрессией; среднеплиоценовое Каспийское море в это время сократилось до размеров Южного Каспия, вследствие чего русло Палеоволги удлинилось, а ее устье приблизилось к месту сближения устьевых частей Палеокуры и Палеоузбоя; в северной части Южного Каспия соединились дельты трех мощных рек. Именно их развитие и создало те отложения, которые теперь входят в состав продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Западной Туркмении.

В составе слагающих их тяжелых минералов хорошо прослеживается влияние Русской платформы с ее метаморфическими породами (дистен, ставролит, силлиманит), Малого Кавказа, представленного основными эффузивами, эродируемыми р. Курой (пироксены и роговые обманки) и, наконец, Закаспийского региона с его очень сложным геологическим строением и не менее сложным составом тяжелых минералов (гранат, роговые обманки, дистен).

Палеогеографические исследования, основанные на изучении терригенных акцессорных минералов, начатые В.П. Батуриным, были продолжены В.А. Гроссгеймом в Предкавказье и на Русской платформе, И.А. Преображенским и С.Г. Саркисяном в Башкирии, в Татарии и на Урале, М.Г. Барковской в Причерноморье.

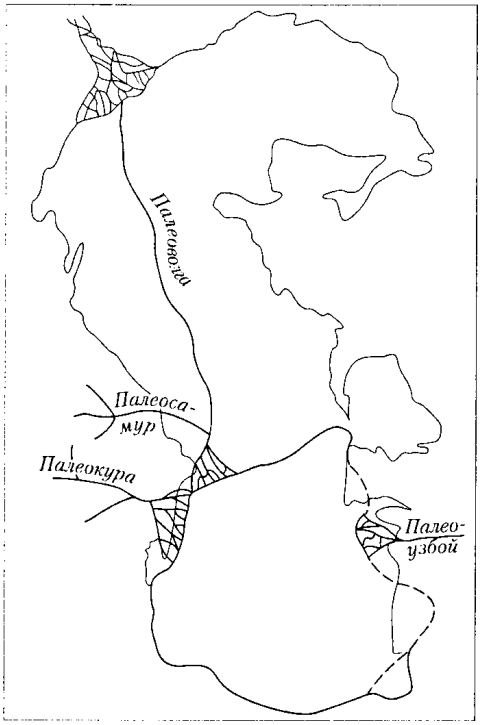


Рис. 8.3. Палеогеографические условия формирования продуктивной толщи Азербайджана и Туркмении [Батурин, 1937]

Пелитовая фракция и глинистые минералы

Пелитовая фракция осадочных и вулканогенно-осадочных отложений обычно представлена сложными смесями глинистых минералов, однако выделение из них мономинеральных глинистых составляющих методически чрезвычайно сложно. Отмучивание в воде, центрифугирование, микроскопические исследования прозрачных шлифов долгое время не могли укрепить диагностику глинистых минералов и обеспечить успех минералогии глин. Появление электронной микроскопии и развитие рентгеноструктурного анализа в середине XX века существенно изменило положение в этой области.

Применив для исследования глинистых минералов электронный микроскоп, литологи установили, что каждому минералу присуща своя, типичная только для него одного, форма. Каолинит под электронным микроскопом образует характерные шестигранники, гидрослюда – пластинки, галлуазит – трубки, магнезиальные силикаты типа сепиолита – ленты.

В основе методов рентгеновской или электронографической идентификации минералов лежит тот факт, что каждое кристаллическое вещество имеет характерную для него атомную структуру, которая отражается в появлении определенной дифракционной картины на рентгенограмме. Сопоставляя эту картину с эталонным снимком, можно идентифицировать тот или другой глинистый мине-

рал. Следует подчеркнуть, что рентгеновский метод можно использовать для качественного и количественного анализа смесей глинистых минералов.

Методические успехи в области изучения глинистых минералов нашли отражение в появлении ряда теоретических работ в области минералогии глин; этим проблемам были посвящены монографии Р.Е. Грима [1956], А.Г. Коссовской [1962], Ж. Милло [1968], Б.Б. Звягина [1964], Г.В. Карповой [1972], М.А. Ратеева [1979] М.А. Ратеева с соавторами [2001], В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990; 1991] и др.

Важные генетические проблемы возникли в связи с изучением механизма формирования глинистых минералов в современных осадках озер, морей и океанов. Еще в экспериментальных работах И.Д. Седлецкого и В.А. Франк-Каменецкого было показано, что каолинит и галлуазит синтезируются в кислой среде, тогда как монтмориллонит (смектит), гидрослюда (иллит), нонтронит, бейделлит и керолит образуются в щелочной обстановке, при высоких значениях pH.

Для решения вопроса о том, привнесены ли глинистые минералы в современные водоемы с берега и отложены в них механическим путем или сформировались аутигенно, в воде конечного водоема стока, следует рассмотреть весь спектр кислотно-щелочных условий, определяющих современное глинообразование. Как показал Н.М. Страхов [1960], каолинит в больших количествах встречен в пресноводном озере Иссык-Куль с pH воды 7,5–8,0, в солоноватоводном озере Балхаш с pH до 8,8, в содовых озерах Кулундинской степи с pH не менее 9–10, в Атлантическом и Тихом океанах. Никакой связи со средой глинообразования у каолинита не обнаруживается.

Еще сложнее вписывается в физико-химическую среду осадкообразования галлуазит. Он отсутствует в кислых иловых водах озера Байкал, а также в серии пресных уральских озер. Однако этот минерал присутствует в солоноватоводном и резко щелочном озере Балхаш, где особенно сильно он сконцентрирован в доломитоносных восточных плесах. Очевидно, что образование галлуазита также не увязывается с физико-химическими обстановками водоемов, в которых он формируется. То же несоответствие устанавливается для монтмориллонита (смектита) и гидрослюд (иллита). Поэтому вывод, который делает Н.М. Страхов, представляется достаточно солидно обоснованным: «... глинистые минералы современных водоемов целиком или в своей совершенно подавляющей части являются образованиями, чисто механически занесенными в водоемы в составе взвесей и механически же отложенными на дно. Поэтому они отражают вовсе не физико-механическую среду в водоеме, а литологический состав тех горизонтов, которые своим разрушением участвуют в формировании взвешенного материала и коллоидов рек» [Страхов, 1960, с. 57–58].

Дальнейшее развитие гипотеза механического происхождения глинистых минералов в современных и древних осадках морей и океанов получила в очень ценной монографии М.А. Ратеева, А.А. Рассказова и В.П. Шабровой [2001], содержащей огромный фактический материал. Авторы исследовали глинистые минералы современных осадков внутриконтинентальных (Белое, Балтийское, Черное, Каспийское, Аральское, Средиземное) и краевых морей (Карское, Восточно-Сибирское и Чукотское), а также Тихого, Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов.

Авторы смогли придти к следующим выводам.

1. Ассоциации глинистых минералов в современных осадках не связаны с гидрохимическим типом конечного водоема стока. В пресноводном озере Байкал рас-

пространен монтмориллонит, а в солоноватоводных осадках Черного и Аральского морей, а также Тихого и Атлантического океанов широко развит каолинит.

2. Фациальные особенности современных осадков слабо влияют на состав глинистых минералов.

3. Состав ассоциаций глинистых минералов в осадках морей и океанов определяется набором глинистых минералов во взвесях рек.

4. Распространение глинистых минералов в осадках морей и океанов отражает особенности мобилизации осадочного материала в гумидной, аридной и ледовой зонах континентального блока. Тропическая гумидная зона поставляет в конечные водоемы стока каолинит и гидрослюду, умеренные гумидные зоны – деградированные гидрослюды и монтмориллонит, аридные области – гидрослюды, монтмориллонит и сепиолит-палыгорскит.

5. Абсолютный возраст глинистых минералов донных отложений, замеренный калий-аргоновым методом [Крылов и др., 1961], отражает возраст пород, эродируемых на континентах; он колеблется от 680 млн лет (докембрий) до 140 млн лет (рання юра). Следует подчеркнуть, что в случае аутигенного генезиса глин он должен был бы соответствовать голоцен-четтвертичному времени.

Можно согласиться с авторами книги, что приведенные данные не оставляют сомнения в аллотигенной природе основной массы глинистых минералов в донных осадках современных бассейнов.

Пожалуй, неясной в этой довольно четко установленной картине является проблема происхождения тех Fe-смектитов, которые очень широко развиты в красных пелагических глинах океанов и которые были детально описаны в работах А.Г. Коссовской, В.И. Муравьева, М. Хоффера, В.А. Дрица и А.Г. Коссовской и ряда других авторов. Электронномикроскопические формы их нахождения, тесная связь с палагонитизацией базальтов, ассоциация с цеолитами и ряд других особенностей залегания позволяют думать, что в этом случае, возможно, мы имеем дело с аутигенным глинообразованием, а тесная связь этого явления с замедленными темпами осадкообразования и избытком гидроксидов железа позволяют считать этот процесс тесно связанным с геохимическими обстановками пелагиали.

В заключение этого раздела необходимо подчеркнуть, что в целом значение аутигенного глинообразования, столь незначительно проявляющего себя в процессах современной седиментации, несомненно возрастает в диагенетических и катагенетических процессах; как мы увидим в следующих главах книги, многие вторичные эпигенетические преобразования иногда оказываются полностью обусловленными именно трансформацией глин.

Гранулометрия и химический состав древних гумидных отложений

Связь гранулометрического и химического состава гумидных толщ проще всего рассмотреть на примере среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья; здесь в 70-х годах прошлого века В.Н. Холодовым и Р.И. Недумовым [1981] был составлен и детально изучен литолого-фациальный профиль, состоящий из восьми полных разрезов чокракско-караганских отложений.

Профиль был призван охарактеризовать фациальные изменения среднемиоценовых толщ от Ставропольского поднятия и вплоть до западного берега Каспий-

ского моря. Здесь, в предгорьях Кавказского хребта, обнажаются юрские, меловые и третичные отложения, слагающие северное крыло Кавказского антиклинория. Отложения среднего миоцена, принадлежащие к чокракскому и караганскому ярусу, залегают на майкопских отложениях и перекрываются толщами сармата. Они вскрываются реками Урух, Суадаг-Дон, Кодахджин, Буйволиная, Фортанга, Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак; именно в этих местах были описаны и опробованы литолого-фациальные разрезы (рис. 8.4).

Чокракско-караганские отложения представляют собой главную нефтесодержащую свиту региона; в районе Передовых хребтов с ней связаны многочисленные промышленные залежи нефти и газа. На профиле (рис. 8.5) хорошо видно, что эта толща залегает на майкопских отложениях с размывом, позволяющим сопоставить разные разрезы между собой. В кровле чокракских толщ располагается водорослево-мшанковый горизонт (конгломератик «В»), служащий хорошим репером. Кровля караганского горизонта четко отбивается по фаунистическим данным; здесь кончается зона распространения двустворок Spaniodontella. Литологически чокракско-караганские отложения представляют собой чередование глин, кварцевых песчаников и мергелей; горизонты песчаников повсеместно имеют собственную индексацию от $\sum_1$ до $\sum_{8-9}$ в чокраке и от S_1 до S_{12} в карагане.

Мощность изучаемых отложений меняется от 90–100 м на р. Урух до 1,0 км и более на р. Сулак, возрастая от Ставропольского поднятия к Каспийскому морю. Соответственно меняется фациальный облик глинистых толщ и песчаников. Так, например, зеленые хлоритовые глины Уруха в районе р. Фортанги сменяются серыми гипсоносными и соленосными толщами, а в районе Элистанжи-Сулак в глинистой части разреза появляются более глубоководные черные тонкослоистые разности «книжных» глин.

Для исследования изменений состава глин по разрезам были отобраны 84 образца, и в каждом из них после выделения фракции < 0,001 мм и после обработки пробы по методике О. Мера и М. Джексона [Mehra, Jackson, 1960] рентгендифрактометрическим методом был изучен состав глинистых минералов. После соответствующих пересчетов по методу Бредли-Бискайя, была получена общая картина поведения хлорита и каолинита, монтмориллонита и гидрослюды в каждом образце и в разрезах; соответствующие диаграммы представлены на рис. 8.6.

Рассмотрение результатов исследования еще раз убеждает в справедливости представлений Н.М. Страхова и М.А. Ратеева об аллотигенной природе глинистых минералов; несмотря на существенные изменения фациальных обстановок на профиле, количественные соотношения трех выделенных групп практически остаются неизменными.

Литолого-фациальный профиль, изображенный на рис. 8.5 был опробован с помощью 1027 индивидуальных образцов; из каждой пробы изготовлены прозрачные шлифы. Кроме того, 41 образец петрографически наиболее разнообразных пород был подвергнут полному механическому анализу. После удаления карбонатов в 5% HCl, в Лаборатории механического анализа ГИН РАН отмучиванием из навесок удалялась фракция <0,01 мм, а остаток подвергался ситовому анализу с выделением фракций 0,1–0,01мм; 0,25–0,1 мм, 0,5–0,25 мм и >0,5 мм.

По данным гранулометрического анализа, среди терригенных среднемиоценовых пород профиля удалось выделить пять типов пород: 1) кварцевые крупнозернистые пески и песчаники; 2) средне- и мелкозернистые кварц-глауконитовые

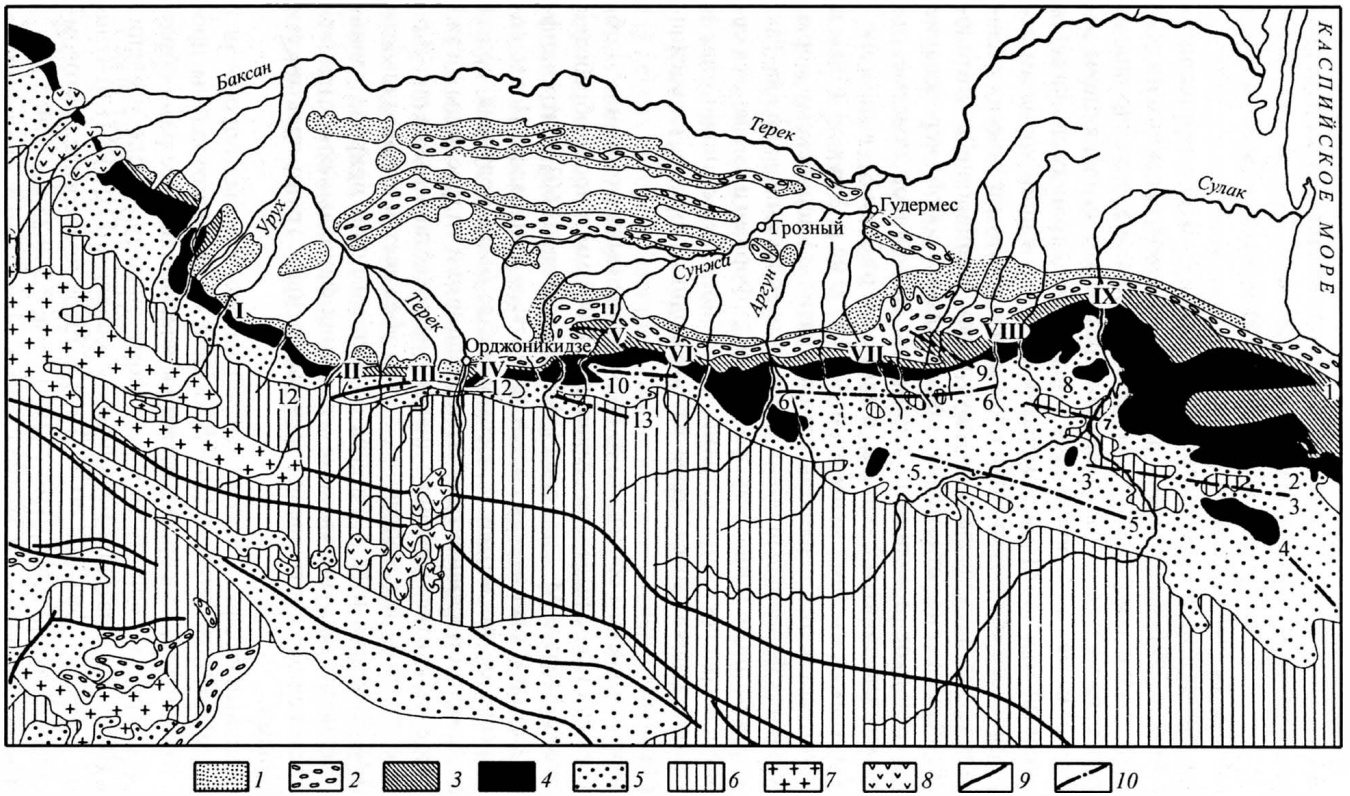


Рис. 8.4. Схема геологического строения Терско-Каспийского прогиба и прилегающих к нему площадей [Холодов, Недумов, 1981]

1 – плиоценовые отложения (понт, акчагыл, апшерон); 2 – сармат и меотис; 3 – средний миоцен (чокрак и караган); 4 – майкопские отложения; 5 – меловые отложения; 6 – юрские отложения; 7 – граниты и ортогнейсы; 8 – четвертичные эффузивы; 9 – разломы; 10 – оси антиклиналей. Поднятия (арабские цифры на схеме): 1 – Кукуртауское; 2 – Эльдамо-Иргартбашское; 3 – Гувшанбашское; 4 – Шехебекское; 5 – Марауларкинское; 6 – Варандийское; 7 – Салатауское; 8 – Хадумское; 9 – Бенойское; 10 – Кориламское; 11 – Датыхское; 12 – Фетхузское; 13 – Ушкортское. Разрезы (римские цифры на схеме): I – р.Урух, II – р.Суадаг-Дон, III – р.Кодахджин, IV – р.Буйволиная, V – р.Фортанга, VI – р.М.Рошня, VII – р.Элистанжи, VIII – р.Ярык-су, IX – р.Сулак

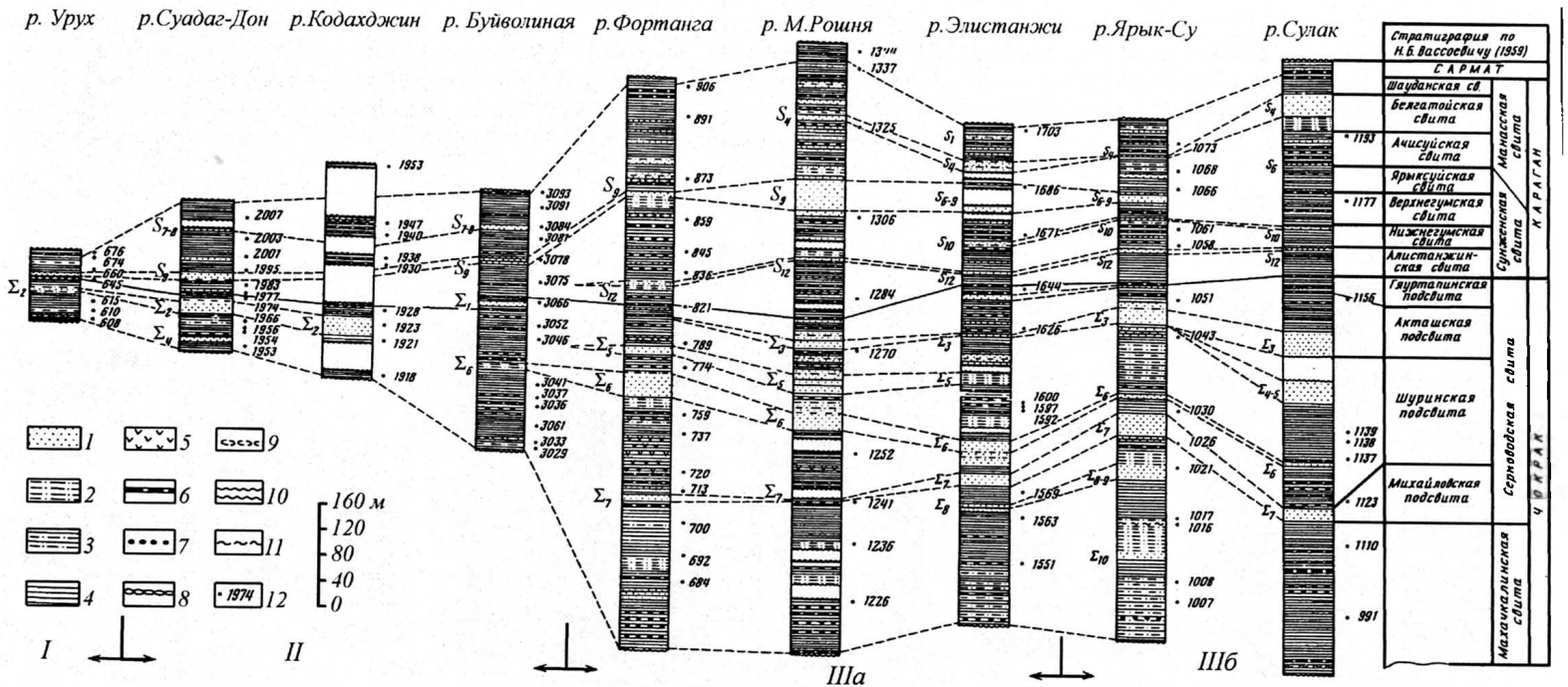


Рис. 8.5. Литолого-фациальный профиль чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья [Холодов, Недумов, 1981]
1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые алевролиты; 4 – глины; 5 – гипсоносные глины; 6 – мергели; 7 – карбонатные конкреции; 8 – строматолиты; 9 – ракушечники; 10 – задернованные участки разрезов; 11 – пластические деформации, подводно-оползневые текстуры; 12 – места отбора проб. Пласты песчаников обозначены индексами Σ и S. I, II, IIIа,б – зоны профиля

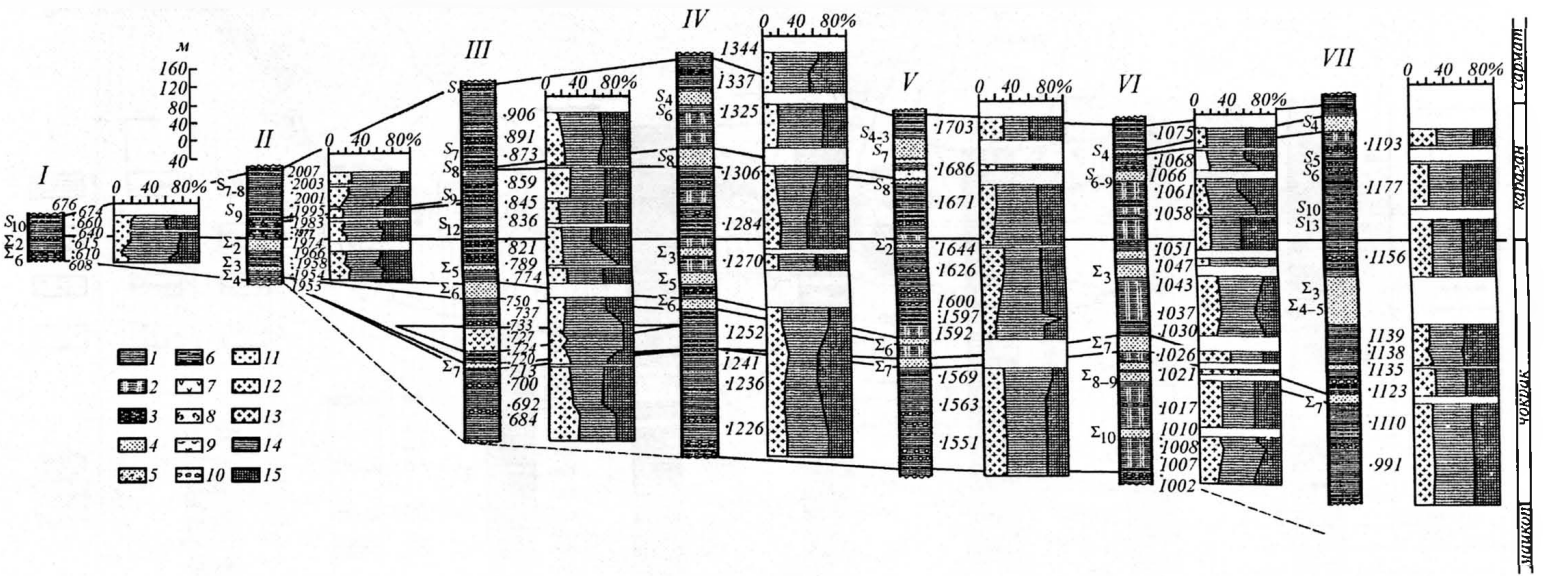


Рис.8.6. Распределение глинистых минералов в разрезах чокракско-караганских отложений

1 – глина; 2 – алевролит; 3 – алевритовая глина; 4 – кварцевый песчаник; 5 – песчаник с включениями галек; 6 – мергель; 7 – гипсоносная толща; 8 – ракушечники; 9 – следы подводного оползания; 10 – карбонатные конкреции; 11 – хлорит > каолинита; 12 – каолинит > хлорита; 13 – хлорит; 14 – гидрослюда; 15 – смектит. Разрезы (цифры на схеме): I – р. Урух, II – р. Суадаг-дон, III – р. Фортанга, IV – р. М. Рошня V – р. Элистанжи, VI – р. Ярык-су, VII – р. Сулак

и кварц-дистеновые пески и песчаники; 3) кварц-глауконит-полевошпатовые, кварц-глауконит-дистеновые и кварц-глауконит-мусковитовые алевритовые песчаники; 4) кварц-глауконит-полевошпат-мусковитовые алевролиты; 5) каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые или хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины. В песчано-алевролитовых отложениях были рассчитаны средний медианный диаметр обломков (Md) и коэффициент сортировки (S_o).

Для геохимической характеристики пород были использованы 360 индивидуальных образцов; в них на основе гранулометрических анализов и изучения прозрачных шлифов были выделены те же 5 типов пород, а затем химическим путем изучено содержание $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe, Mn, Ti, Zr, P, а количественными спектральными методами исследовано распределение V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge. Анализы производились в химической и спектрографической лабораториях ГИН РАН.

Гранулометрический, минеральный и химический состав различных петрографических типов пород, слагающих среднемиоценовые разрезы, охарактеризованы в таблице 25. Ее анализ показывает, что по мере того, как мы переходим от крупнозернистых песчаников к средне- и мелкозернистым, а далее к алевритовым пескам, алевролитам и глинам, усиливается полимиктовость пород, уменьшается средний медианный диаметр обломков и увеличивается коэффициент сортировки пород. Соответственно меняется средний химический состав терригенных пород; если в олигомиктовых кварцевых песчаниках элементы-примеси практически отсутствуют, то в средне- и мелкозернистых песчаниках появляются довольно значительные количества Fe, Mn, Ti, $C_{орг}$ и $CaCO_3$, а также разнообразных малых и редких элементов. По мере перемещения к алевролитам и глинам количество породообразующих, малых и редких элементов растет, достигая в глинах максимальных концентраций.

Общеизвестно, что в ряде работ Н.М. Страхова [1941; 1947; 1950; 1968], а также Н.М. Страхова с соавторами [1955; 1959] был разработан метод идеального геохимического профиля, позволяющий оценить поведение кларковых содержаний химических элементов в основных петрографических типах пород, представляющих осадки палеоводоема от берега до пелагиали. В результате, оставляя в стороне ряд усложняющих деталей, оказалось возможным не только выделить главные типы распределения химических элементов в ряду песчаники → алевролиты → глины (аргиллиты) → мергели → известняки, но и связать их с типом выветривания на прилегающих водосборах. Было показано, что интенсивность химического выветривания на водосборных площадях и в современных и в древних отложениях непосредственно отражается на поведении химических элементов в конечных водоемах стока; чем интенсивнее разложен осадочный материал, тем большую роль в миграции элементов играют истинные растворы, тем в более глубоководные зоны сдвигаются максимумы их накопления и тем более согласованными между собой оказываются кривые распределения разных химических элементов на профиле. Наиболее интенсивному гумидному разложению пород на суше отвечает упорядоченный тип распределения химических элементов в водоеме, наиболее слабому (аридному) – пестрый.

Оба этих главных типа распределения элементов осложняются многочисленными модификациями. Различные типы и модификации пестрого (аридного) и упорядоченного (гумидного) распределения химических элементов Н.М. Страхов [1959] изобразил так, как это показано на рис. 8.7.

Таблица 25. Минералогический состав, гранулометрия и распределение химических элементов в породах чокрака и карагана Восточного Предкавказья [Холодов, Недумов, 1981]

Петрографический тип породы	Крупнозернистые пески и песчаники	Средне- и мелкозернистые пески и песчаники		Алевритовые пески и песчаники		Алевролиты		Глины	
Минеральный состав	Кварц	Кварц, глауконит, дистен		Кварц, глауконит, полевые шпаты, мусковит		Кварц, глауконит, полевые шпаты, мусковит, хлорит		Каолинит, хлорит, гидрослюда, монтмориллонит	
Преобладающие размеры гранулометрических фракций	>0,5 мм	0,25–0,5 мм		0,1–0,25 мм		0,01–0,1 мм		<0,01 мм	
Средний медианный диаметр обломков (Md) Коэффициент сортировки (S_o)	–	$\bar{M}d$ =0,244; $\bar{S}_o$ =1,21		$\bar{M}d$ =0,184; $\bar{S}_o$ =1,33		$\bar{M}d$ =0,051; $\bar{S}_o$ =1,39		–	
Среднее содержание химических элементов	Элементы практически отсутствуют	%	10^{-4}%	%	10^{-4}%	%	10^{-4}%	%	10^{-4}%
		Fe=0,5	V=9	Fe=1,04	V=34	Fe=2,35	V=8,4	Fe=4,45	V=142
		Mn=0,02	Cr=40	Mn=0,02	Cr=103	Mn=0,03	Cr=104	Mn=0,09	Cr=98
		Ti=0,11	Pb=3	Ti=0,2	Pb=9	Ti=0,32	Pb=16	Ti=0,42	Pb=20
		P=0,002	Cu=4	P=0,01	Cu=7	P=0,03	Cu=12	P=0,07	Cu=25
		$C_{орг}$=0,10	Ga=2	$C_{орг}$=0,02	Ga=5	$C_{орг}$=0,23	Ga=12	$C_{орг}$=1,41	Ga=22
		$CaCO_3$=0,68	Ni=3	$CaCO_3$=1,73	Ni=8	$CaCO_3$=3,23	Ni=22	$CaCO_3$=8,53	Ni=44
			Co=3		Co=5		Co=9		Co=15
			Ge=0,4		Ge=0,7		Ge=1,1		Ge=1,3
			Mo=0,5		Mo=0,5		Mo=0,7		Mo=1,7
			Zr=218		Zr=430		Zr=399		Zr=235
Количество выполненных анализов	12	32		33		22		261	

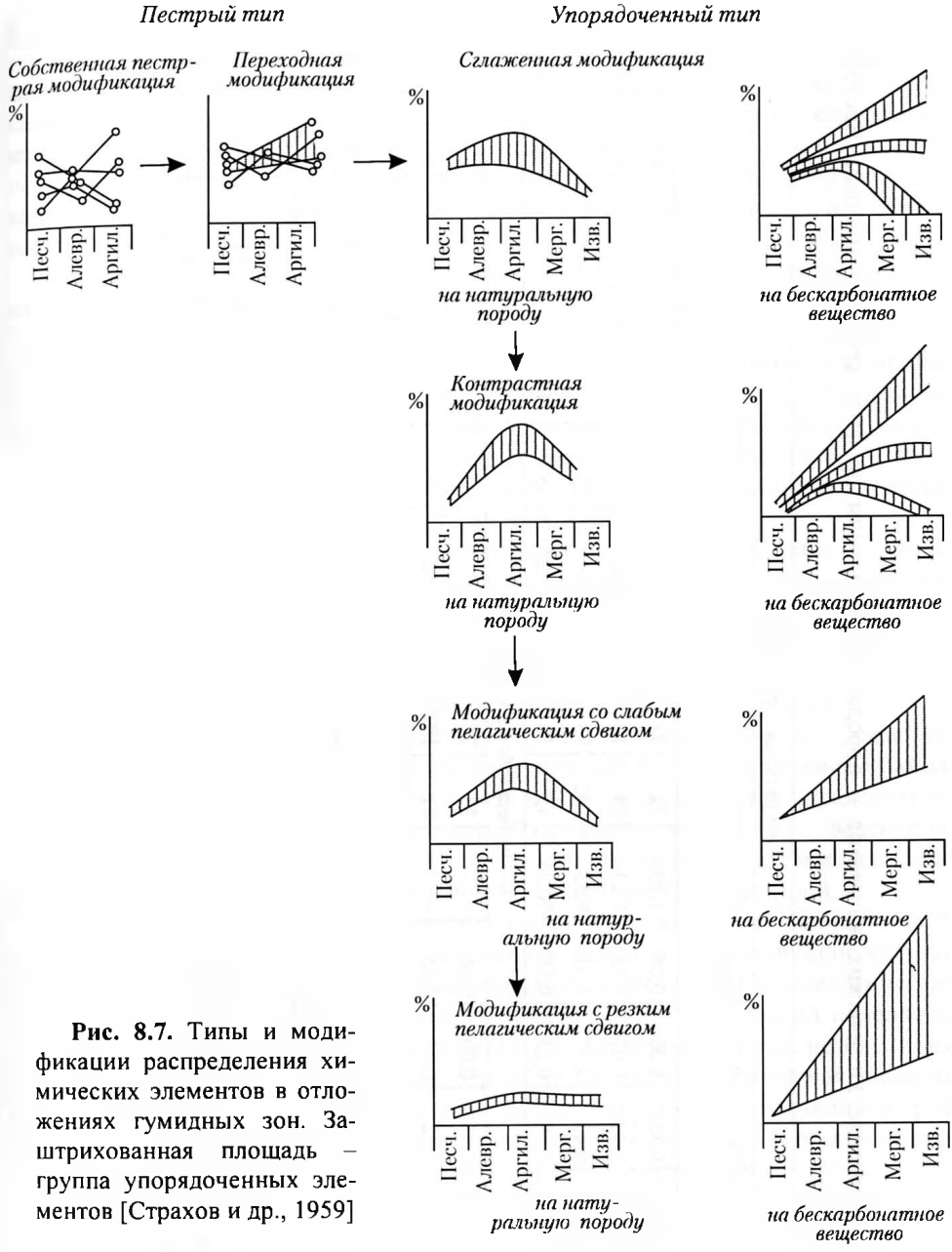


Рис. 8.7. Типы и модификации распределения химических элементов в отложениях гумидных зон. Заштрихованная площадь – группа упорядоченных элементов [Страхов и др., 1959]

Для того, чтобы материалы, полученные при изучении среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья, сравнить с фациально-геохимическими профилями Н.М. Страхова, нам пришлось пересчитать результаты анализов (табл. 26). Для получения сравнимых данных крупнозернистые пески и песчаники мы объединили со средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевритовыми песками;

Таблица 26. Распределение химических элементов в породах на идеальном профиле среднего миоцена Восточного Предкавказья

Типы пород	Fe	Mn	Ti	P	$C_{орг}$	$CaCO_3$	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zn
	%						10^{-4}%									
А – на натуральную породу																
Пески	0,77	0,02	0,15	0,006	0,06	1,20	22	71	6	6	3	5	4	0,6	0,5	324
Алевролиты	2,35	0,03	0,32	0,03	0,23	3/23	84	104	16	12	12	22	9	1,1	0,7	399
Глины	4,45	0,09	0,42	0,07	1,41	8,53	142	98	20	25	22	44	15	1,3	1,7	235
Мергели	–	–	0,19	0,13	0,59	70,26	45	23	<11	<25	<5	<15	<10	<1,1	<2,1	69
Б – на бескарбонатную породу																
Пески	0,77	0,02	0,15	0,006	0,06	–	22	71	6	6	3	5	4	0,6	0,5	324
Алевролиты	2,42	0,03	0,32	0,03	0,23	–	87	107	18	12	12	23	9	1,1	0,7	411
Глины	4,86	0,09	0,46	0,07	1,50	–	155	106	22	27	24	48	16,4	1,4	1,9	256
Мергели	–	–	0,70	0,43	1,95	–	164	89	<52	<121	<25	<63	<50	<5,5	<8,4	278
В – относительные концентрации на бескарбонатную породу																
Пески	1	1	1	1	1	–	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Алевролиты	3,14	1,5	2,13	5,0	3,84	–	3,95	1,50	3,00	2,00	4,00	4,60	2,25	1,83	1,40	1,26
Глины	6,31	4,5	3,06	11,67	25,0	–	7,05	1,49	3,67	4,50	8,00	9,60	4,10	2,34	3,80	0,79
Мергели	–	–	4,67	71,67	32,5	–	7,45	1,25	<8,67	<20,17	<8,34	<12,60	<12,50	<9,16	<16,80	0,85

кроме того в таблице приведены средние содержания химических элементов в мергелях, рассчитанные на основе 6 химических и спектральных анализов. В таблице 26 средние содержания элементов приводятся в 3-х вариантах: % содержание на натуральную породу (А), данные, пересчитанные на бескарбонатное вещество (Б), и содержания химических элементов, выраженные в относительных единицах (В). В последнем случае точкой отсчета служили средние содержания элементов в песчаниках, которые были приняты за единицу, а все остальные цифры отнесены к этой величине.

На основании вычисленных соотношений был построен идеальный геохимический профиль, характеризующий среднемиоценовые отложения Восточного Предкавказья: он изображен в левой части рис. 8.8. Очевидно, что здесь мы имеем дело с упорядоченным типом распределения химических элементов, причем явно осложненным пелагическим сдвигом. Такой геохимический профиль характерен для отложений гумидных зон. Действительно, среди приведенных на рис. 8.8 примеров распределения химических элементов чрезвычайно близок к полученному профилю случай, характеризующий поведение средних содержаний элементов в гумидных угленосных отложениях Донбасса.

Необходимо подчеркнуть, что характерным признаком полученной закономерности является непрерывное увеличение содержаний элементов от группы песчаников к группе глин, известняков и мергелей. В то же время, конкретное относительное поведение каждого химического элемента на диаграмме не совпадает между собой; конфигурация кривых каждого химического элемента оказывается крайне индивидуальной и на разных диаграммах не повторяется.

Нам представляется, что такое несогласованное поведение химических элементов объясняется аллотигенным происхождением глинистой фракции и влиянием разных источников сноса; общее распределение всех химических элементов определяет переход от песчаной к алевритовой и глинистой фракции, а конкретное поведение каждого элемента зависит от исходной формы его нахождения, причем пелитовая фракция мало отличается в этом отношении от алевритовой или песчаной.

Любопытно, что палеогеографические и палеоклиматические данные полностью подтверждают гумидное происхождение осадков среднемиоценового палеоводоема и даже объясняют хорошо прослеженный на рис. 8.8 пелагический сдвиг. Действительно, интересующие нас чокракский и караганский палеоводоемы имели две области питания, относительное значение которых не было равноценным. На севере располагалась огромная Восточно-Европейская равнина, которую дренировали мощные реки (одна из них – Палеодон), впадавшие в среднемиоценовые моря; на юге находился относительно небольшой Кавказский остров, также поставлявший в бассейны разнообразный осадочный материал.

По данным А.Н. Криштофовича [1933; 1941], А.И. Толмачева [1943], К.К. Маркова [1951] и др., в третичное время леса были распространены на Восточно-Европейской равнине гораздо шире, чем в настоящее время. Они занимали как территории нынешних степей, так и значительные пространства в Арктике. Полтавская зона была представлена вначале типично тропическими формами растений; здесь преобладали лавры, мирты, пальмы, среди которых встречались гигантские хвойные секвойи, тисс, тропические дубы и папоротники. Тургайская зона имела все признаки растительности умеренных широт; в ней преобладали дуб, бук, каштан, магнолия, береза, вяз, калина, тополь, с которыми ассоциирова-

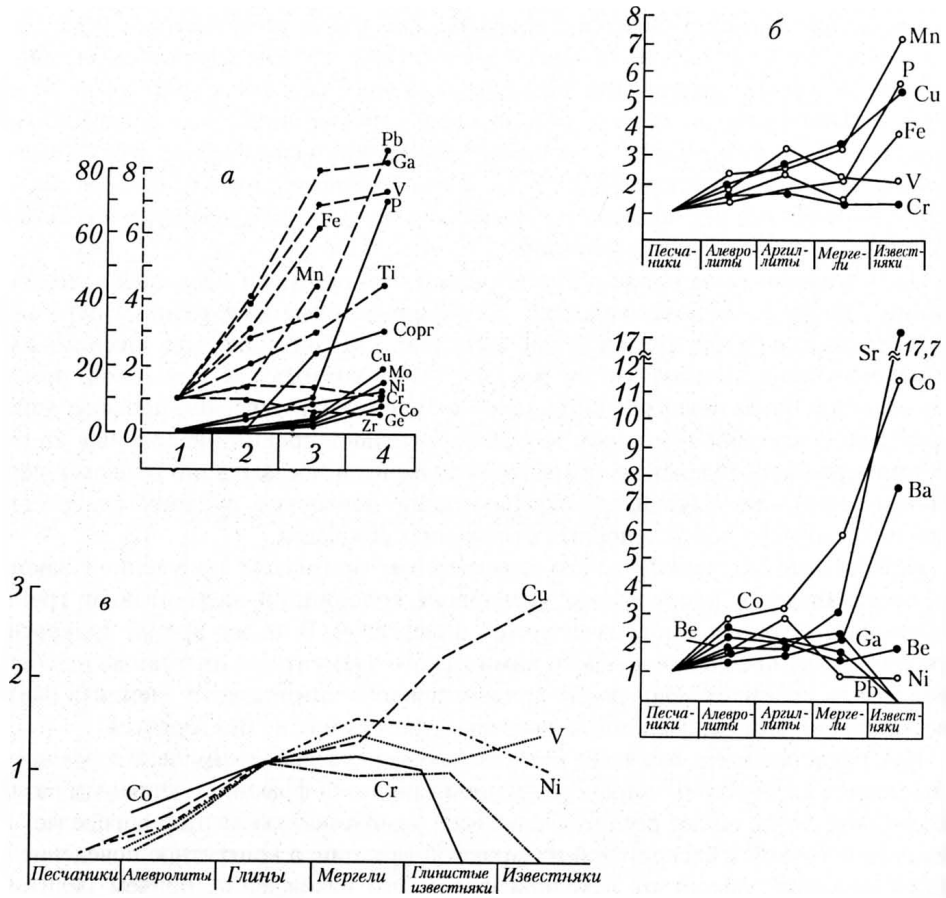


Рис. 8.8. Сглаженный тип распределения химических элементов в отложениях гумидных зон

а – распределение химических элементов в отложениях среднего миоцена (в условных единицах). 1 – пески; 2 – алевролиты; 3 – глины; 4 – мергели [Холодов, Недумов, 1981]; *б* – относительные содержания элементов в породах C_2^6 Донбасса (в пересчете относительно концентраций в песчаниках) [Страхов и др., 1959]; *в* – сравнение распределения малых элементов в нижнефранских породах Второго Баку (в относительных единицах на бескарбонатное вещество) [Страхов и др., 1959]

лись хвойные – секвойя, тисс, гинкго, реже ель. Среди этих форм известны редкие находки пальмы Sabal.

Все сказанное заставляет думать, что именно миоценовое время было последним периодом глобального распространения лесов на Русской платформе. Могучая лесная растительность, местами по составу приближающаяся к тропической, сопровождалась, по-видимому, развитием заболоченных пространств. Поэтому реки Русской платформы должны были поставлять в морские палеоводоемы юга СССР большое количество гумусового растворенного вещества; под его прикрытием осуществлялась усиленная миграция многих малых элементов в форме растворов.

В соответствии с многочисленными данными [Милановский, 1968; Холодов и др., 1976], общее воздымание Кавказского острова на раннеорогенном этапе олигоцена–среднего миоцена было весьма умеренным, рельеф низкогорным, а само поднятие представляло собой остров, шириной от десятков до сотни километров.

Если вспомнить, что в настоящее время зона лесов на Северном Кавказе простирается вплоть до высот в 1500–2000 м от уровня моря, можно считать, что в пределах Кавказской миоценовой суши лесные ландшафты гумидного типа преобладали, и кавказские реки также вносили в среднемиоценовые моря массы гумусовой органики. Прямым доказательством этого являются данные споро-пыльцевого анализа, опубликованные в работах Н.В. Вассоевича [1959] и указывающие на широкое развитие здесь лиственных лесов и сосен, а также присутствие большого количества углефицированных древесных остатков, особенно часто встречающихся в глинах и песчаниках среднего миоцена Осетинской впадины.

Итак, происхождение пелагического сдвига для большинства химических элементов на рис. 8.8 находит свое объяснение в геолого-географических особенностях гумидных водосборных площадей.

Заканчивая на этом главу, необходимо подчеркнуть, что сглаженное распределение химических элементов на идеализированном литологическом профиле является своеобразным индикатором древних гумидных отложений. Кроме того, как показал в свое время Н.М. Страхов, оно является следствием фазовой дифференциации вещества, реализующейся в области современного и древнего осадкообразования.

Литература

Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку-Москва: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 292 с.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.

Блажчишин А.И. Основные химические компоненты в донных осадках. В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокелас, 1976. С. 82–154.

Вассоевич Н.Б. Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Стратиграфия и литология нефтегазоносных толщ Восточного Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 402–546.

Грим Р.В. Минералогия глин. М.: ИЛ, 1956. 454 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 204 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с

Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.

Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Наука, 1962. 204 с.

Криштофович А.Н. Курс палеоботаники. Л.-М.: Госгеолиздат, 1933. 326 с.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941. 496 с.

Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. Значение калий-аргонового отношения в океанических илах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 23–26.

Марков К.К. Палеогеография. М.: Географиздат, 1961. 276 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер З. Пески и песчаники, М.:Мир, 1976. 536 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: ГОНТИ НГТЛ,1940. Ч.I – 476 с., Ч. II – 420 с.

Ратеев М.А. Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 46–78.

Ратеев М.А., Рассказов А.А. Шаброва В.П. Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М.: РАН, 2001. 198 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.-М.: ГОНТИ НИГТЛ, 1953. 672 с.

Страхов Н.М. О «фациальном профиле» гипергенных железных руд и его изменении в истории Земли // Советская геология. 1941. № 5. С. 7–23.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования // Труды ИГН АН СССР. Вып. 78. Сер. геол. 1947. 267 с.

Страхов Н.М. К вопросу об общей теории осадочного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 103–110.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 335–377.

Страхов Н.М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 92–120.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат. 1963. 535 с.

Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102–132.

Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород // Труды ИГН АН СССР. Вып. 155. Сер. геол. 1955. С. 3–115.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 23. 1959. 223 с.

Толмачев А.И. К вопросу о происхождении тайги как зонального растительного ландшафта // Советская ботаника. 1943. № 4. С. 11–19.

Холодов В.Н., Туровский Д.С., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. О вероятном составе взвесей, поступавших в миоценовые палеобассейны юга СССР // Докл. АН СССР. 1976. Т. 281. № 5. С. 1210–1213.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 207 с.

Швецов М.С. Успехи петрографии осадочных пород за 20 лет и пути ее дальнейшего развития // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XVI (2). 1938. С. 178–190.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

Шило Н.А. Учение о россыпях. М.: Изд-во Ак. горн. наук, 2000. 632 с.

Krumbein W.C. Size frequebcy distribution of Sediments // Journ. Sed. Petrology. 1934. V. 4. P. 65–77.

Mehra O.P., Jackson M.L. Iron oxide removal from soil and clays by dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: Proc. Int. Nat. conf on clay and clay Minerals. Wash. 1960. P. 48–56.

Milner H.B. An introduction in sedimentary petrology. London-Murby, 1922. 125 p.

Pettijon F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1972. 560 p.

Rubey W. Settling velocity of gravel, sand silt particles // Journ. Sci. 1933_a. V. 33. P. 16–52.

Rubey W. The size-distribution of heavy minerals within a water laid Sandstone // Journ Sedim. Petrol. $1933_б$. № 1. P. 3–35.

Wentworth C.K. A scale of grade and class terms for clastic stdiments // Journ. Geology. 1922. V. 30. P. 377–392.

ГЛАВА 9
ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ГУМИДНЫХ РУД

Общие вопросы рудогенеза

Среди полезных ископаемых, формирующихся в условиях гумидного климата, четко выделяются три группы: руды-породы, руды-минералы и руды-элементы. Все три группы резко различаются между собой.

Руды-породы содержат главный полезный компонент в количествах, измеряемых десятками процентов. По внешнему виду, текстуре и структуре они представляют собой породы, петрографически отличные от вмещающих их осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Изучение закономерностей их размещения в разрезе и на площади обычно проводится геологическими, литолого-петрографическими, минералогическими и геохимическими методами, причем предпочтение здесь обычно оказывается полевым наблюдениям; рудное скопление принято рассматривать как особую разновидность осадочной породы, которая и изучается в тесной ассоциации с другими осадочными породами. К этой группе принадлежат бокситы, железные и марганцевые руды, фосфориты, угли и эвапоритовые скопления.

Руды-элементы отличаются прежде всего тем, что полезный компонент в них содержится в количествах десятые и сотые доли процента, составляет в породах ничтожную примесь, не всегда обнаруживаемую макроскопически. В этой группе рудных скоплений обычно очень сложно отличить рудоносные породы от безрудных. Полевые наблюдения здесь приходится усиливать геохимическим, минералогическим или геофизическим опробованием рудных участков, и, таким образом, камеральная обработка материалов начинается уже в полевой обстановке. Характерной особенностью руд-примесей является их комплексность; здесь очень часто, наряду с одним или несколькими профилирующими рудными элементами, концентрируется несколько родственных химических элементов, что несомненно усложняет способы исследования рудных объектов.

Хорошим примером месторождений этой группы являются эпигенетические урановые месторождения в осадочных толщах. В них главный полезный компонент накапливается в количествах 0,012–0,12%, и наряду с ним в повышенных количествах присутствуют ванадий, селен, рений, редкие земли и некоторые другие редкие металлы. К этому же типу рудных скоплений принадлежат многочисленные и разнообразные редкометальные месторождения осадочного генезиса, детально описанные в работах В.Н. Холодова, Ю.Е. Баранова, В.В. Буркова, А.С. Корякина, А.С. Жуковой, Т.Ф. Бойко и других исследователей.

Промежуточное положение между рудами-породами и рудами-примесями (элементами) занимают руды-минералы. Эту группу представляют преимущественно россыпные месторождения, в которых рудные тела слагаются скоплениями

устойчивых тяжелых минералов, граница между рудными и безрудными отложениями отбивается посредством шлихования, а в камеральном процессе ведущее место отводится минералогическим методам разделения и диагностики. Особенно важную роль в арсенале методов исследования этих объектов приобретает гранулометрический анализ.

Очевидно, что полезные ископаемые, заключенные в осадочных отложениях и генетически связанные с осадочным процессом, отличаются большим многообразием форм, а разработка моделей их формирования представляет собой очень сложную и, главное, комплексную задачу, требующую для своего разрешения применение разнообразных методов исследования.

В главе 3 было показано, что закономерности распределения кларковых и рудных содержаний химических элементов существенно различаются между собой. Различаются также массы химических элементов, находящихся в рассеянном и в концентрированном состоянии.

Соотношения между массами химических элементов, рассеянными в осадочных породах и сконцентрированными в осадочных месторождениях, представлены в таблице 27, составленной по данным А.Б. Ронова с соавторами [1990], А.Б. Ронова [1993], А.П. Виноградова [1962], А.Л. Яншина и М.А. Жаркова [1986], В.А. Успенского [1970], Н.С. Зонтова [1959] и многочисленных промышленных сводок.

Таблица 27. Массы кларковых содержаний элементов и их рудных скоплений в стратисфере

Химический элемент	Кларк в стратисфере (%)	Масса кларка в стратисфере, т	Мировые запасы осадочных месторождений, т	Отношения масс месторождений к кларку в стратисфере
Железо (Fe)	3,93	$1{,}058 \times 10^{17}$	$9{,}3 \times 10^{10}$	1:10 000 000
Марганец (Mn)	0,096	$2{,}4 \times 10^{15}$	$24{,}2 \times 10^{9}$	1:1 000 000
Фосфор (P_2O_5)	0,164	$4{,}4 \times 10^{15}$	$4{,}56 \times 10^{10}$	1:100 000
Углерод ($C_{орг}$)	0,46	$1{,}23 \times 10^{16}$	Нефть – $6{,}46 \times 10^{11}$	1:100 000
			Уголь – $9{,}6 \times 10^{9}$	1:10 000 000
Уран (U)	0,00032	$7{,}33 \times 10^{12}$	$4{,}0 \times 10^{6}$	1:1 000 000

Очевидно, что суммарные мировые запасы железа и промышленных углей в десять миллионов, марганца и урана – в миллион, фосфора и углерода нефтей – в сто тысяч раз уступают массам их кларковых количеств. Поскольку кларковые содержания рудных компонентов и компонентов различных полезных ископаемых в стратисфере отличаются огромной массой, между ними и рудными скоплениями существуют определенные генетические связи.

Так, например, еще на стадии седиментации возможно существование обстановок, тормозящих поступление в водоем карбонатов, кремнистого и терригенного материала, способствующего разбавлению рудных компонентов. В этих случаях за счет рассеянных содержаний металлов могут формироваться осадочные руды и возникать осадочные месторождения; часть кларковых содержаний примет участие в рудообразующих процессах.

В ходе диагенетических преобразований илов, содержащих рассеянные количества металлов, за счет энергии разлагающегося органического вещества возможна диагенетическая концентрация рудных компонентов и образование рудных скоплений на фоне кларкового процесса. Наконец, на стадии катагенеза компоненты, рассеянные в стратисфере, могут концентрироваться за счет взаимодействия флюидоносных пород и мигрирующих по ним флюидов. В этом случае рассеянная форма нахождения химических элементов также может стать источником рудных скоплений.

Стратисфера, представляющая собой твердую прерывистую оболочку Земли, сложенную осадочными и вулканогенно-осадочными породами, является именно тем объектом, по отношению к которому рассчитываются средние или кларковые содержания химических элементов. Ее морфометрические параметры были охарактеризованы в работах А.Б. Ронова с соавторами [1990] и А.Б. Ронова [1993]. Согласно оценкам этих исследователей, на континентальном блоке Земли ($149x10^6$ км^2) она покрывает площадь в $119x10^6$ км^2, а в океаническом секторе ($361x10^6$ км^2) – $290x10^6$ км^2. Таким образом, на поверхности нашей планеты стратисфера охватывает площадь в $409x10^6$ км^2, при объеме в $1130x10^6$ км^3 и средней мощности осадочного чехла в 2,76 км. Очевидно, что объем стратисферы огромен, и это определяет почти глобальную распространенность кларковых содержаний элементов.

Существенно отличается от кларкового фона распространение осадочных месторождений. Так, например, отдельные бокситовые залежи, особенно генетически связанные с корами выветривания и элювием, редко превышают 5–10 км^2, хотя площади, занятые месторождениями, могут достигать 500–600 км^2 (Арканзас, США – 2–3 км^2, Гвиана, Франция – 0,5–2,0, Восточное Приуралье, Россия – 30 км^2, Североонежское месторождение, Россия – 90 км^2, Тихвинское месторождение, Россия – 630 км^2).

Близки по размерам гетит-хлорит-сидеритовые месторождения оолитовых железных руд (Керченские месторождения, Украина – 12–40 км^2, Кутан-Булак, Приаралье, Казахстан – 17,5 км^2, Кок-Булак, Приаралье, Казахстан – 114 км^2, Фродингем, Англия – 80 км^2, Вобан, Канада – 200 км^2, Лисаковское месторождение, Россия – 320 км^2).

Более выдержаны по простиранию морские родохрозитовые и гидроксидные руды марганца; их площадь иногда достигает 10 000 км^2, как это имеет место на Мангышлаке (Казахстан), хотя размеры некоторых залежей этого типа близки к железорудным (Чиатуры, Грузия – 70 км^2, Никополь, Украина – 150 км^2, Квирильская впадина, Грузия – 300 км^2).

Очевидно, что в отличие от кларковых содержаний рудные месторождения представляют собой крайне ограниченные на площади, локальные тела. Они являются очень редкими природными явлениями, своеобразными раритетами, возникающими на общем кларковом фоне.

Условия образования осадочных месторождений были подробно рассмотрены в работах Н.М. Страхова [1960; 1963], который исследовал этот процесс с помощью уравнения. Формула, предложенная Н.М. Страховым, несколько модернизированная позднее В.Н. Холодовым [1993; 1997], может быть записана следующим образом:

$$R = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon, \eta),$$

где α – интенсивность поступления рудного компонента в область его концентрации, β – наличие палеогеографической или геохимической ловушки, обеспе-

чивающей локализацию оруденения в конечном водоеме сноса или в осадочном бассейне, γ – действие разбавителей, одновременно с рудным компонентом поступающих в водоем, δ – интенсивность диагенетического перераспределения рудного материала в диагенезе, ε – концентрирующее или разбавляющее действие последующих размывов осадков или осадочных отложений, η – концентрация или рассеяние рудного компонента в катагенезе.

Формула Н.М. Страхова, с одной стороны, подчеркивает многообразие палеогеографических факторов, влияющих на осадочное рудообразование, а с другой – утверждает многостадийность осадочного рудогенеза, длительность формирования осадочных рудных скоплений.

Образование осадочных рудных месторождений, в первую очередь, зависит от интенсивности поступления и химико-биологического осаждения рудного компонента. Он может в изобилии поступать с суши или из глубин водоема, предопределяя тем самым благоприятные условия для развития последующего рудогенеза, но в некоторых случаях может отражать вспышку жизнедеятельности биоса и реализоваться на фоне обычного кларкового процесса. Важно, что эта фаза рудообразования всегда предопределяется усиленной садкой рудного компонента на дно конечного водоема стока.

Усиленное осаждение рудного компонента на дно далеко не всегда определяет возможность формирования рудных скоплений. В водоеме для реализации рудного процесса должны благоприятно сложиться ряд геохимических, гидродинамических и палеогеографических условий, обеспечивающих сохранность скопившегося материала. В этом отношении наиболее благоприятны впадины на дне, затишные участки между островами и другие палеогеографические ловушки, обеспечивающие сохранность сконцентрированных компонентов.

Очень большую роль в сохранности рудных концентраций на дне водоемов играет деятельность компонентов-разбавителей, таких как терригенный материал, а также карбонатное и кремнистое вещество. Массовое поступление этих компонентов, конкурирующих с рудным веществом, их усиленный привнос способен затушевать первичное рудообразование, стереть наметившуюся концентрацию рудных компонентов в илах и превратить их в обычный осадок с кларковыми содержаниями химических элементов. Как это неоднократно подчеркивал Н.М. Страхов, наиболее благоприятной обстановкой для реализации рудного процесса в ходе седиментации является ослабление поступления масс компонентов-разбавителей, общий спад движения вещества с суши в водоем и подавление гидродинамической активности в самом конечном водоеме стока.

В главе 7 были детально рассмотрены процессы диагенетического минералообразования, протекающего в условиях субаквального диагенеза. Не вызывает сомнения, что диагенетическое рассеяние и концентрация химических элементов очень активно влияют на развитие осадочного рудогенеза в илах и вносят свой вклад в разрушение или усиление рудообразующих процессов. При этом диагенетические явления играют не очень большую роль при формировании месторождений руд-пород. Но их значение резко усиливается при образовании концентраций элементов-примесей и, возможно, руд-минералов.

Особое место в общей схеме осадочного рудообразования занимают процессы пострудного размыва и вторичного механического обогащения базальных пластов рудным компонентом. Для некоторых осадочных полезных ископаемых, та-

ких как глауконитовые и фосфатные желваки, вторичное накопление вещества имеет огромное значение и, как это показали исследования А.Д. Архангельского [1937], А.В. Казакова [1939], Г.И. Бушинского [1954], Б.М. Гиммельфарба [1959], а также И.А. Шамрая [1956] и др., могут часто приводить к формированию промышленных залежей, контролируемых перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями.

Наконец, катагенетические преобразования осадочных и вулканогенно-осадочных отложений стратисферы «накладываются» на рудопроявления, сформированные ранее. Перераспределение компонентов с помощью флюидов завершают развитие осадочного рудообразования и так же как в случае диагенеза особенно бурно проявляют себя в создании руд-примесей. Менее подвержены воздействию катагенетических изменений руды-породы.

Значительно проще выглядит формула кларкового процесса. Так как формирование кларковых содержаний не зависит от наличия палеогеографической ловушки в конечном водоеме стока (β), от последующего перемыва осадков и осадочных пород (δ), а также от катагенетического перераспределения вещества (η), то формула образования средних кларковых содержаний может быть записана следующим образом:

$$K = f(\alpha,\gamma),$$

при этом α отражает интенсивность поступления и садку химических элементов в конечном водоеме стока, а γ обозначает разбавляющее действие карбонатного, кремнистого или терригенного материала.

Сравнение поведения кларковых и рудных содержаний во времени позволяет с новой стороны подойти к проблеме происхождения генетически сложных рудных месторождений и в некоторых случаях полностью исключить влияние факторов β, δ, η на рудогенез.

К минералогии и геохимии россыпей

Россыпным месторождениям посвящена огромная литература; они были описаны в работах Ю.А. Билибина, К. Рейнборна, Г. Мильнера, P. Ramdor, D.E. Gardner, Е.В. Шанцера, Н.И. Кригера, И.Н. Карташева, F. Pettijohn, И.С. Рожкова, Н.С. Шило, В.А. Калинина, а в последнее время – А.А. Аксенова, А.И. Айнемера, Г.И. Коншина, С.И. Гурвича, Н.А. Айбулатова, Н.Г. Патык-Кары и многих других исследователей.

Среди многочисленных и разнообразных россыпных месторождений Н.П. Херасков с соавторами [1960] предложили по отношению к источнику сноса различать россыпи ближнего сноса, россыпи водного потока и россыпи водоемов (рис. 9.1).

Наиболее сложной и многообразной является группа россыпей ближнего сноса; эти образования расположены вблизи от источника сноса, которым могут являться коры выветривания, месторождения магматогенного, гидротермального и эффузивного происхождения и даже более древние россыпи, разрушающиеся в зоне гипергенеза. Как показали Н.А. Шило [1985; 2000], а позднее Н.Г. Патык-Кара с соавторами [2004], первостепенная роль источников сноса отодвигают на второй план климатический контроль; россыпные месторождения образуются в условиях

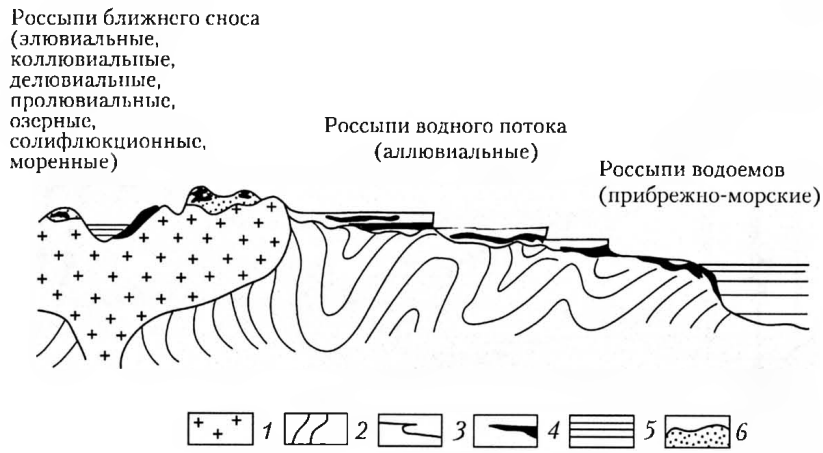


Рис. 9.1. Схема классификации россыпных месторождений [Херасков и др., 1960]
1 – магматические породы; 2 – складчатый осадочный субстрат; 3 – речные террасы; 4 – россыпи; 5 – водоемы; 6 – коры выветривания

гумидного (перигляциального), аридного и ледового климата, представляя собой типичные поликлиматические образования, хотя роль элювиального процесса в россыпеобразовании в гумидных зонах все равно достаточно велика.

Механизм процессов россыпеобразования в этой группе месторождений довольно сложен; в нем принимают участие и процессы глубокого гумидного выветривания с образованием элювиальных масс, и процессы делювиального, коллювиального, пролювиального солифлюкционного и моренного перемещения материала в различных физико-географических обстановках континентов, и формирование россыпных скоплений в мелководных озерах и других водоемах суши.

Чрезвычайно велик и разнообразен минеральный состав тех компонентов, которые образуют россыпи ближнего сноса. Среди них установлены россыпи самородной меди, серебра, платины и платиноидов, алмазов, золота, апатита ($Ca_3P_2O_8 \cdot CaF_2$), киновари (HgS), касситерита (SnO_2), комплексных титано-апатитовых и титан-циркон-полевошпатовых руд, а также скопления бадделеита (Zr), лопарита (Nb, Ta, TR), пирохлора (Nb, Ta), эвксенита (Y, ΣTR), колумбита-танталита (Nb, Ta), ксенотима (Y, TR), торита (Th), ураноторита (U, Th), самарскита (Y, Nb, TR), гессита (Ag, Te) и других редких минералов.

Типично, что удельный вес, твердость и другие физические свойства минералов колеблются здесь в широких пределах, и в ряде случаев ассоциируют между собой минералы, обладающие совершенно различными характеристиками. Генетически различные россыпи ближнего сноса часто включаются в речную сеть и интенсивно перерабатываются речными водами.

В русле рек и ручьев возникают россыпи водного потока, в которых хорошо отражается механическое разделение материала. Здесь накапливаются преимущественно тяжелые минералы, удельный вес которых колеблется от 6,7 (вольфрамит) до 19,0 (самородное золото, платина). Любопытно, что разнообразные редкие минералы с меньшим удельным весом формируют аллювиальные россыпи лишь в тех случаях, когда на смежных водосборах получают развитие их коренные месторождения.

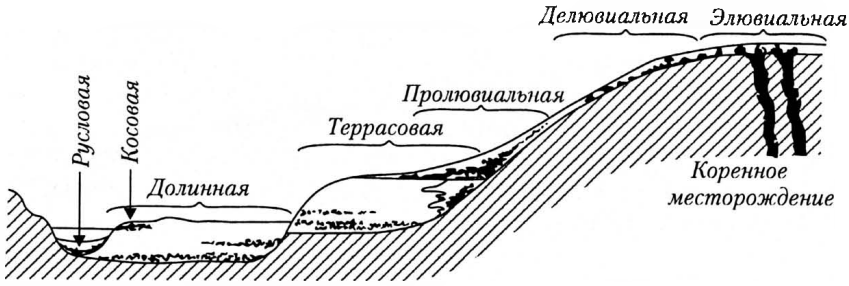


Рис. 9.2. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины

В целом, в поперечном профиле реки (рис. 9.2) часто наблюдается разделение минералов; тяжелые минералы, такие как золото, платиноиды, касситерит (SnO_2), вольфрамит [(Mn, Fe0 WO_4], шеелит ($CaWO_4$), локализуются в русловых фациях, чаще даже в их базальной части, тогда как редкие минералы концентрируются в долинной или террасовой части профиля.

Россыпи водоемов образуются по берегам эпиконтинентальных и краевых морей и океанов. Здесь, в пляжевой зоне, ограниченной верхней и нижней границей прилива (рис. 9.3), постоянно работает механизм волнения, обеспечивающий появление пляжевых концентратов тяжелых минералов; он был исследован В.П. Зенкевичем, Д. Шепардом, А.А. Аксеновым, Дж. Меро, А.И. Айнемером и Г.И. Коншиным, Н.А. Айбулатовым и др. Как показано в верхней части рисунка, действенность волнения поддерживается сложной системой циркуляции вод, характерной для любой прибрежной полосы. Волны, набегающие на берег, дробят терригенный материал, взвешенный в воде, выносят за пределя пляжевой зоны тонкие частицы неустойчивых компонентов и шлихуют оставшийся устойчивый и тяжелый материал. На пляже формируются намытые линзы шлихов, содержащие тяжелые, часто рудные минералы; как это показано в нижней части рисунка, они-то и являются главным богатством пляжевых россыпей.

Любопытно, что источником тяжелых минералов, формирующим концентраты приливно-отливной полосы, являются продукты размыва берегов и аллювиальные поступления речных взвесей. Как это хорошо видно на карте рис. 9.4, состав россыпей водоемов четко отражает металлогению прибрежных регионов. По данным В.П. Петелина [1964], А.И. Айнемера и Г.И. Коншина [1982], выделяются 6 основных минералого-металлогенических типов побережий:

1. Провинции, сложенные интрузиями гранитоидов и основных-ультраосновных магматических пород, прорывающих толщи метаморфитов; в области пляжевых россыпей концентрируются рутил, ильменит, циркон, магнетит, гранат, монацит, касситерит, ставролит, турмалин.

2. Тот же комплекс, но осложненный трубками взрыва с коренными месторождениями алмазов; пляжевые россыпи содержат алмазы.

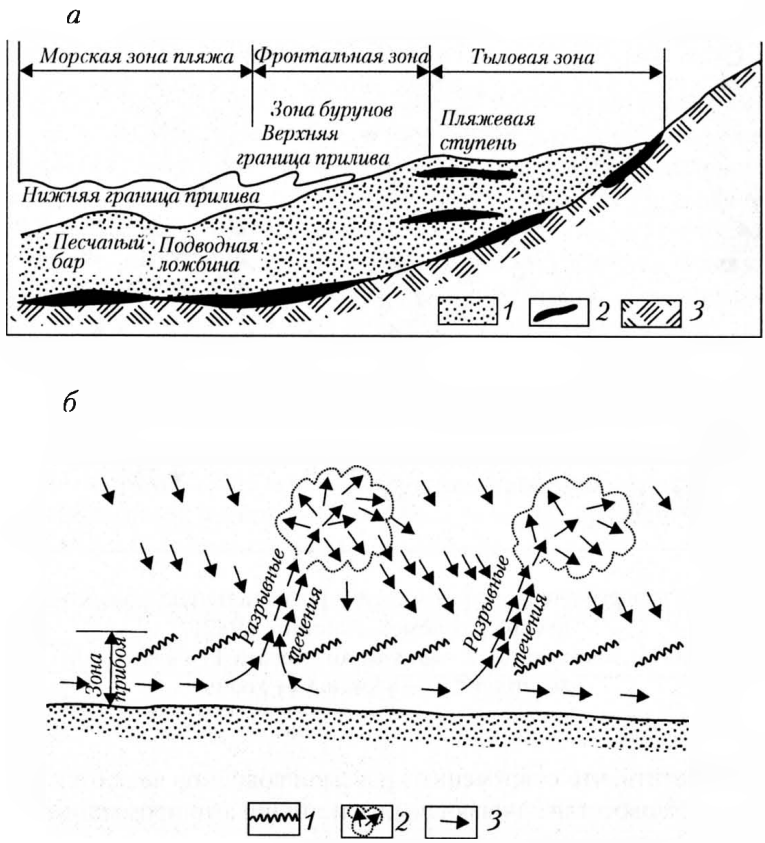


Рис. 9.3. Динамические зоны формирования прибрежно-морских россыпей [Билибин, 1956]

а – обобщенный профиль с участками накопления тяжелых минералов [Меро, 1969]: 1 – пляжевые пески и галечники; 2 – места концентрации тяжелых минералов; 3 – коренные породы; *б* – схема прибрежной циркуляции воды (план) [Шепард, 1976]: 1 – разрушающаяся волна; 2 – вершина разрывного течения; 3 – вдольбереговые течения

3. Трапповые базальты древних платформ, являющиеся источником тяжелых минералов; бедная ассоциация россыпных минералов содержит магнетит и ильменит.

4. Питающая область сложена продуктами андезитового вулканизма орогенов; ассоциация тяжелых минералов включает титаномагнетит, магнетит, сфен, апатит, моноклинные пироксены.

5. Провинция представлена основными эффузивами океанических островов; в россыпях концентрируются титаномагнетит, авгит, оливин.

6. Провинция, слагающаяся породами первого и четвертого типов;в составе пляжевых минералов появляются магнетит, ильменит, титаномагнетит, хромит, гранат, шпинель, золото, платина и платиноиды, ураноторит.

В целом, очевидно, что россыпи водоемов обычно представлены группой минералов, устойчивых к истиранию; это подчеркивает роль волновой деятельности морей и океанов в формировании пляжевых россыпей.

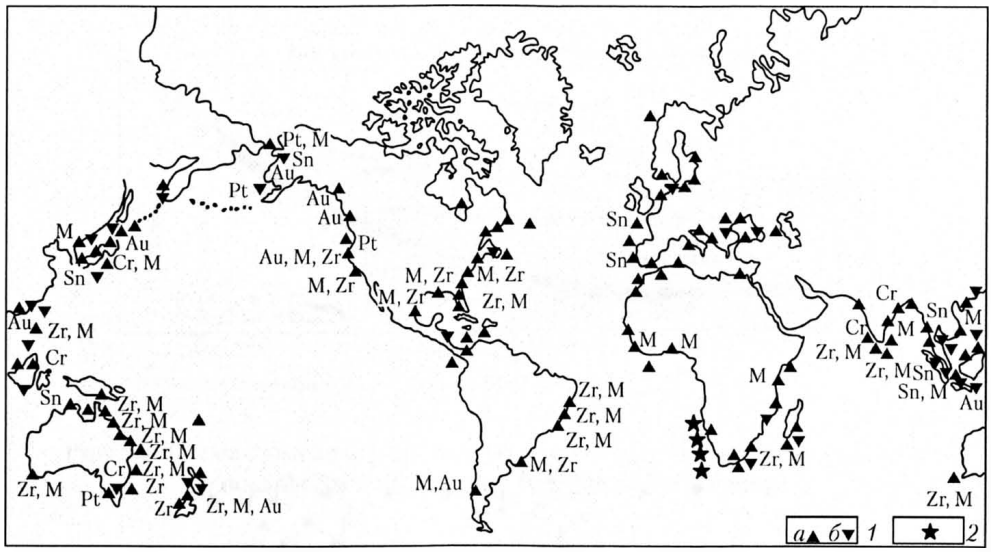


Рис. 9.4. Схема географического размещения россыпей шельфовых зон Мирового океана [Айнемер, Коншин, 1982]

1 – ильменит, рутил (а), магнетит (б); 2 – алмазы; Au – золото, Pt – платина, M – монацит, Sn – касситерит, Zr – циркон, Cr – хромит

Следует отметить, что современные россыпи водоемов являются важнейшими и непрерывно самовосстанавливающимися источниками промышленных концентратов многих металлов и полезных ископаемых.

Осадочные руды Al–Fe–Mn

Осадочные руды алюминия (бокситы), железа и марганца образуют ассоциацию, которая на протяжении почти всего фанерозоя является индикатором гумидного климата [Страхов, 1947]. Особую группу рудных месторождений железа и марганца составляют фанерозойские вулканогенно-осадочные образования; они не вписываются в климатическую зональность и ассоциируются с туфогенными или кремнистыми отложениями. Следует подчеркнуть, что среди вулканогенно-осадочных руд полностью отсутствуют бокситы.

Докембрийские руды континентального блока Земли в какой-то мере напоминают вулканогенно-осадочные месторождения фанерозоя. Здесь из триады Al–Fe–Mn также полностью исключаются бокситы; железные и марганцевые руды начинают тесно ассоциироваться с кремнистым или карбонатным материалом, а климатическая приуроченность железорудных и марганцевых месторождений становится крайне неопределенной.

Все сказанное заставляет материал, характеризующий осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения стратисферы, рассмотреть в двух различных разделах: фанерозойские осадочные руды Al–Fe–Mn и докембрийские джеспилитовые руды Fe и Mn.

Фанерозойские осадочные руды Al–Fe–Mn

Бокситы, осадочные железные и марганцевые руды представляют собой сложные смеси главных рудообразующих компонентов; как показано в таблице 28, алюминий, железо и марганец в тех или иных количествах всегда присутствуют в месторождениях гумидной триады. Меняются только их количественные соотношения и, отчасти, минеральные формы нахождения, и это обстоятельство часто затрудняет проведение четких геохимических границ между разными группами полезных ископаемых. Как это хорошо показал Г.И. Бушинский [1971], в бокситах всегда в тех или иных количествах присутствует железо, причем при содержании Fe_2O_3 >25% выделяются высокожелезистые бокситы, от 10 до 25% – железистые, а при содержаниях Fe_2O_3 <10% – маложелезистые. Железо и марганец тоже образуют непрерывный ряд сложных смесей; как было установлено А.Г. Бетехтиным [1946] и Н.М. Страховым [1947], принято различать марганцевистые железные руды (5–10% Mn), железомарганцевые руды с отношением Mn/Fe равным 1 и менее, а также марганцевые руды, содержащие обычно железо в ограниченных количествах, со значениями Mn/Fe от 6 до 30.

Таблица 28. Содержание главных рудообразующих компонентов в осадочных рудах гумидной триады (%)

Тип руды	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO
Бокситы	38–58	9–35	0,11–0,70
Железные руды	3,3–10	40–72	0,2–3,0
Марганцевые руды	1,4–5,4	1–6	36–66

Бокситы

К бокситам принадлежат руды-породы, содержащие не менее 28% Al_2O_3 и сложенные минералами глинозема – гиббситом $Al(OH)_3$, бемитом и диаспором AlO(OH), а также корундом (Al_2O_3); благодаря примеси железа они окрашены в ржаво-желтые или зеленые тона и имеют характерную пеллетовую, оолито-бобовую или галечную структуру.

Современные и четвертичные залежи бокситов пользуются широким распространением в тропической гумидной зоне, там, где благодаря избытку атмосферных осадков вырабатывается наиболее сложный профиль коры выветривания. Характерный разрез тропического элювия приведен на рис. 9.5; он составлен К.С. Фоксом [Fox, 1932] в результате исследования кор выветривания Индии. Здесь на слабо измененных платобазальтах залегает мощная пачка каолинизированных базальтов, затем линзовидные пласты литомаржа – глины, сохраняющей структуру материнских базальтов и пористого латерита – остаточной породы, сложенной каолинитом, гиббситом и гидроксидами железа.

В верхней части коры выветривания залегают линзы более или менее чистых бокситов, покрытые панцирем железистых латеритов. Эта рудная часть представляет собой наиболее измененную часть элювиального покрова и особенно типична для экваториального пояса [Михайлов, 1968; Бушинский 1971].

Замечательная модель формирования залежей остаточных и переотложенных бокситов была описана в работе М. Гордона, Д. Треси и М. Эллиса [Gordon et al., 1958],

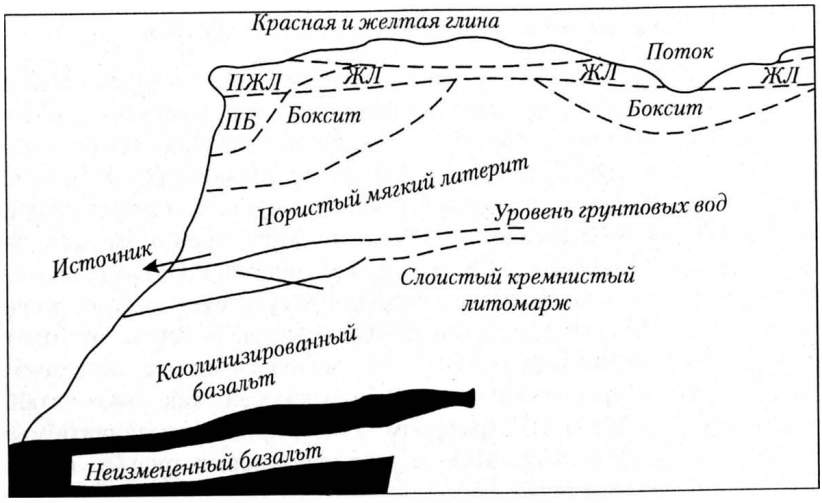


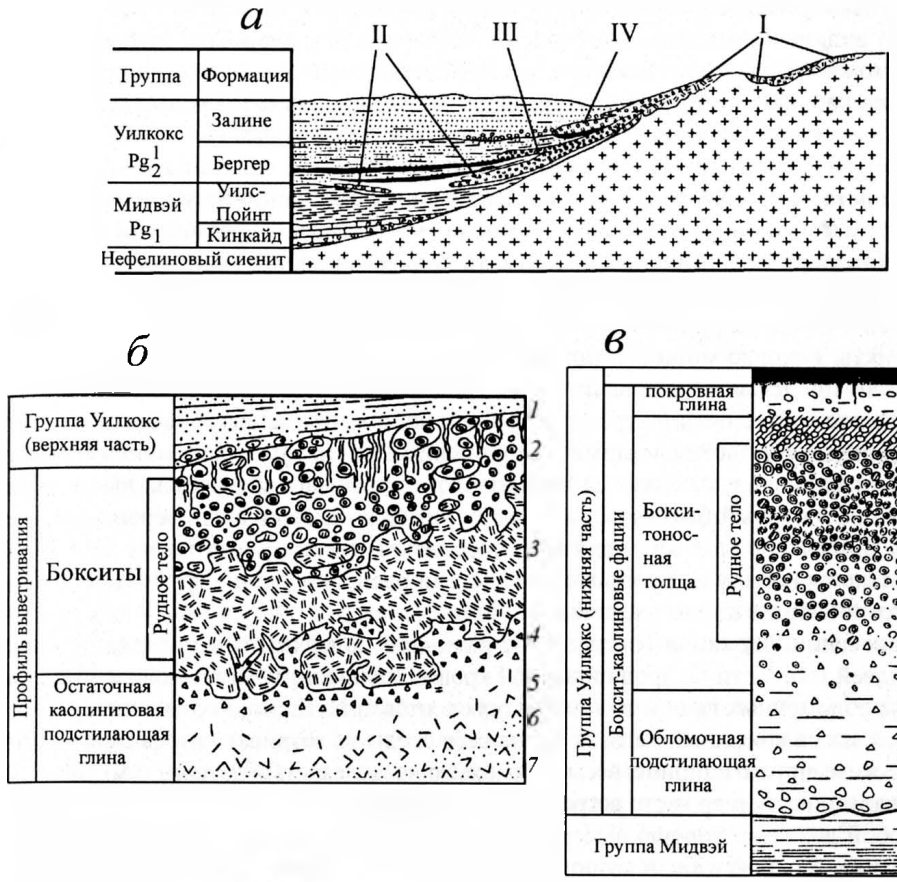
Рис. 9.5. Идеальный разрез латеритов плато в Индии [Страхов, 1960]
ПЖЛ – подзолистый железный латерит; ЖЛ – железистый латерит; ПБ – пизолитовый боксит

посвященной исследованию Арканзасских бокситов (США). Месторождения этого района располагаются в восточной части складчатой системы Уачита; здесь, южнее гор Литл-Рок, в пределах штата Арканзас, обнажаются несколько крупных массивов нефелиновых сиенитов, слагающих холмы и обрамленные морскими и озерными отложениями палеогена (рис. 9.6).

Можно утверждать, что поднятия, сложенные сиенитами, на протяжении палеогена постепенно погружались, и на их склонах развивалась трансгрессия. В результате морские отложения формации Мидвей, сложенные известняками, гли-

⇒

Рис. 9.6. Важнейшие типы залежей бокситов в Арканзасе, США [Gordon et al., 1958]
а – обобщенный профиль важнейших типов залежей бокситов в Арканзасе: I – остаточный (экстра латеритный) тип на нефелиновом сиените; II – коллювиальный тип у основания группы Уилкокс; III – слоистый тип близ нижней части группы Уилкокс; IV – конгломератовый тип в основании формации Залине; *б, в* – обобщенные профили типов бокситовых залежей: *б* – залежи остаточного типа (I тип): 1 – песок и глина; 2 – пизолитовый (птичьеглазый) и кавернозный боксит; 3 – боксит со структурой гранита (зона выщелачивания); 4 – псевдообломочная плотная глина; 5 – каолинизированный нефелиновый сиенит; 6 – частично каолинизированный нефелиновый сиенит; 7 – свежий нефелиновый сиенит; *в* – залежи коллювиального типа (II тип): 1 – лигнит; 2 – каолинитовая глина; 3 – кремнистая твердая шляпа; 4 – пизолитовый боксит (зона конкреций); 5 – обломочный боксит; 6 – обломочная каолинитовая глина, содержащая бокситы; 7 – обломочная каолинитовая глина; 8 – разнохарактерные слоистые глины; 9 – сине-черная глина; *г* – залежи слоистого типа (III тип): A – боксит горизонтально- и косослоистый; B – боксит коллювиальный; C – глина каолинитовая; D – глины каолинитовые серые, алевритистые и песчанистые; E – лигниты; *д* – залежи конгломератового типа (IV тип): A – боксит конгломератовый: A_1 – боксит грубообломочный валунный; A_2 – боксит с примесью глины и песка; A_3 – обломки боксита и пизолита выполняют ложбинки или русла в более глинистом боксите; B – боксит остаточный: (B_1 – боксит пизолитовый и кавернозный (зона конкреций); B_2 – боксит псевдоморфозный со структурой гранита; C_1 – глина каолинитовая обломочная; C_2 – сиенит каолинизированный; C_3 – сиенит свежий; D – боксит грубообломочный


а
Группа
Формация
Уилкокс
Pg 1 2
Залине
Бергер
Мидвэй
Pg 1
Уилс-Пойнт
Кинкайд
Нефелиновый сиенит
II
III
IV
I
б
Группа Уилкокс (верхняя часть)
Профиль выветривания
Бокситы
Рудное тело
Остаточная каолинитовая подстилающая глина
1
2
3
4
5
6
7
в
Группа Уилкокс (нижняя часть)
Боксит-каолиновые фации
покровная глина
Бокси-тонос-ная толща
Рудное тело
Обломочная подстилающая глина
Группа Мидвэй
1
2
3
4
5
6
7
8
9
г
C
A
B
D
E
C
E
D
C
д
0,8 км
Верхний Уилкокс
Нижний Уилкокс
D
A
B
C
A3
A2
A1
B1
B2
C1
C2
C3

нами и глауконитовыми песчаниками с морской фауной и многочисленными углистыми включениями, перекрывались озерными и речными отложениями группы Уилкокс. Последние, особенно в своей нижней части (отложения Бергер), слагаются каолиновыми глинами с углистыми включениями, линзами осадочных бокситов и сидеритов. Глины и лигниты верхней части разреза (отложения Салине), содержат линзы грубых песчаников, переполненные обильными флористическими остатками (Anemia, Ficus, Artocarpus и другие тропические формы).

В целом, очевидно, что в палеогеновое время массивы нефелиновых сиенитов в условиях жаркого тропического климата подвергались интенсивному наземному выветриванию. Во впадинах кровли сиенитов получили развитие элювиальные залежи бокситов, широко развитые на вершинах холмов (см. рис. 9.6). Ныне это реликты некогда мощного бокситового плаща, покрывающего кровлю батолитов; они представляют залежи типа I, залегающие на своде и склонах поднятий. При рассмотрении их строения хорошо видно, что залежи бокситов генетически связаны с подстилающими материнскими сиенитами; каолинитизированные сиениты вначале сменяются псевдообломочной глиной, которая выше переходит в пизолитовый боксит. Снизу вверх размеры пизолитовых зерен увеличиваются до тех пор, пока порода не приобретает текстуру «птичьего глаза». В кровле залежи наряду с крупными пизолитами распространены трубчатые бокситы, напоминающие корни растений.

В основании формации Вилькокс, на размытой поверхности отложений формации Мидвей и отчасти на эродированной кровле сиенитов, залегает довольно широкий пояс обломочных глин и обломочных бокситов типа II; эта, несомненно, переотложенная масса в верхней части несет на себе следы выветривания и формирования гиббсит-железистого панциря, весьма похожего на железистый латерит (см. рис. 9.5).

В отложениях Бергер часто встречаются бокситовые залежи III типа; они представляют собой довольно хорошо выдержанные линзовидные слои пизолитовых и галечных обломочных бокситов, в которых видна горизонтальная и косая слоистость; водное происхождение этих залежей не вызывает сомнения. Они заметно отличаются от континентальных, по-видимому, коллювиальных отложений бокситов II типа.

В самой верхней части озерных бокситоносных отложений группы Вилькокс распространены бокситовые залежи IV типа; они фациально замещают озерные отложения и представлены несогласно залегающими друг на друге линзами грубых конгломератовидных бокситов. Валуны бокситов здесь достигают 1–1,5 м в диаметре, но местами их размеры уменьшаются до 1–2 мм. Порода крайне неравномернозерниста и быстро меняет свой облик по простиранию.

В ряде районов Арканзаса фациальным аналогом залежей бокситов является грубый конгломерат из галек палеозойских пород. В целом, очевидно, что в Арканзасском регионе бокситоносный элювиальный плащ, обусловленный выветриванием сиенитов, был переотложен коллювиальным и делювиальным путем; при этом выветривание и бокситообразование продолжалось одновременно с переотложением, формируя зональное строение залежей. Процесс переотложения завершился образованием грубых молассоидных конгломератов, отражающих общий подъем территории.

Описание разнообразных групп бокситовых месторождений можно найти в трудах А.Д. Архангельского, Ю.К. Горецкого, Л.В. Пустовалова, С.Ф. Малявкина, Г.И. Бушинского, А.К. Гладковского, С.И. Бенеславского, В.П. Петрова, С.М. Ан-

дронова, А.В. Пейве, А.И. Кривцова, а также G. Bardossy, D.B. Harrison, M. Gordon et al., J.F. Kersen, J. Valeton и др.

Было установлено, что в разрезах осадочных толщ бокситы обычно тяготеют к стратиграфическим перерывам и базальным отложениям; очень характерно залегание бокситоносных толщ на закарстованной поверхности известняков и карбонатных пород.

В фациальном отношении бокситовые залежи, не связанные с корами выветривания, чаще всего ассоциируются с аллювиальными (долинными) обстановками, а также с озерными и морскими фациями. Типичным примером месторождения бокситов, связанного с морскими отложениями, являются залежи Вагранов-ского бокситоносного района на Урале (Россия).

Ваграновский или Североуральский бокситоносный район находится в 370 км севернее г. Свердловска, в пределах Уралтаусского поднятия. Здесь расположены месторождения Красная Шапочка, Сосьвинское, Кедровское, Богословское, Завагранское, Козыреченское и другие, связанные с карбонатными отложениями девонского возраста. Рудоносными являются петропавловская, вагранская и черемнуховская карбонатные свиты жединского, эйфельского и живетского ярусов.

По Г.И. Бушинскому [1971], взаимоотношения бокситов и вмещающих их карбонатных пород выглядят так, как показано на рис. 9.7, а бокситоносный горизонт залегает на сильно закарстованной поверхности известняков. Известняки окрашены в светло-серые тона, волнисто-слоистые и содержащие огромное количество остатков криноидей, брахиопод и гастропод.

Возвышения, впадины и карманы в пределах несогласия достигают нескольких метров в высоту; местами подбокситовая карстовая брекчия переходит в трещины (см. рис. 9.7*б*). Над несогласием располагается толща красных бокситов, сложенных диаспором и бемитом с примесью гематита, гидрогематита и каолинита. В них содержится 52–56% Al_2O_3, 2,6–23% Fe_2O_3, 0,6–5,6% SiO_2, 0,03–0,20% MnO_2; распространены бобовины, пеллеты и гальки. В основании пласта спорадически встречается брекчия из обломков известняка, сцементированного бокситом. Мощность продуктивного горизонта варьирует от 10 до 25–30м.

Выше залегает пачка зеленовато-серых слоистых бокситов. В них, кроме бемита и диаспора, присутствуют хлориты, сидериты, пириты. В породе резко возрастает содержание кремнезема, карбонатов и органического вещества; при окислении пирита породы отбеливаются. В серых бокситах встречены остатки кораллов, известковых водорослей, амфипор, раковинки брахиопод, пелеципод и остракод.

Характерно, что зеленовато-серые бокситы имеют меньшую мощность, но площадное их распространение существенно превышает развитие красных бокситов. Кверху они постепенно сменяются мергелями и известняками.

Железные и железомарганцевые руды

Континентальные руды. Современные железные и железомарганцевые руды также тесно связаны с процессами выветривания, однако наряду с ними большое значение приобретает явление заболачивания.

В современных тропических областях в результате промывания приподнятых участков часто образуются латеритные месторождения железных руд; особенности их строения изображены на рис. 9.8. В верхней части графика показана кора выветривания, развивающаяся на докембрийских сланцах в Западной Австралии. Разрез здесь завершается формированием железистой корки (кирасы), бронирующей плато;

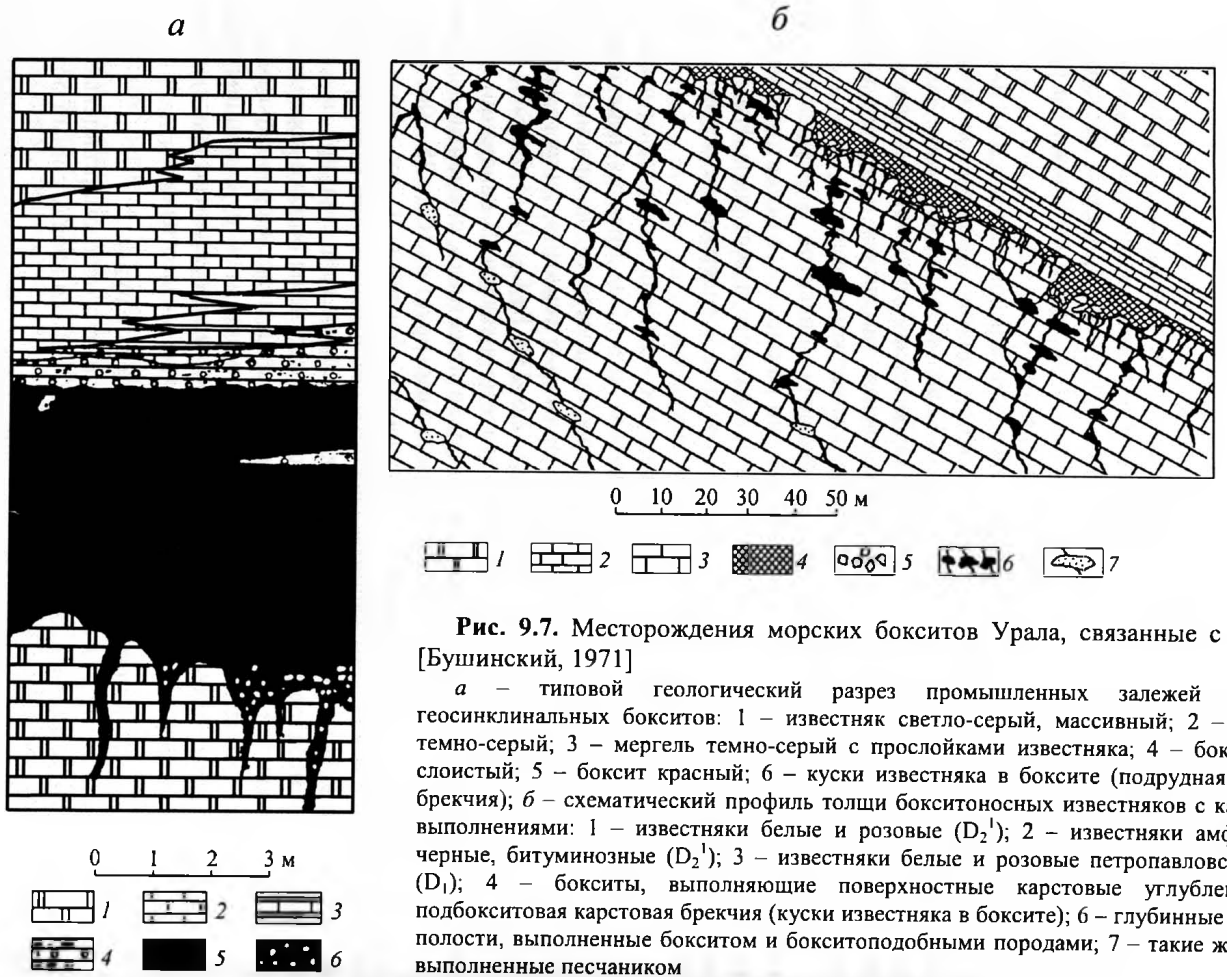


Рис. 9.7. Месторождения морских бокситов Урала, связанные с карстами [Бушинский, 1971]

а – типовой геологический разрез промышленных залежей карстовых геосинклинальных бокситов: 1 – известняк светло-серый, массивный; 2 – известняк темно-серый; 3 – мергель темно-серый с прослойками известняка; 4 – боксит серый слоистый; 5 – боксит красный; 6 – куски известняка в боксите (подрудная карстовая брекчия); *б* – схематический профиль толщи бокситоносных известняков с карстовыми выполнениями: 1 – известняки белые и розовые (D_2^1); 2 – известняки амфипоровые черные, битуминозные (D_2^1); 3 – известняки белые и розовые петропавловской свиты (D_1); 4 – бокситы, выполняющие поверхностные карстовые углубления; 5 – подбокситовая карстовая брекчия (куски известняка в боксите); 6 – глубинные карстовые полости, выполненные бокситом и бокситоподобными породами; 7 – такие же полости, выполненные песчаником

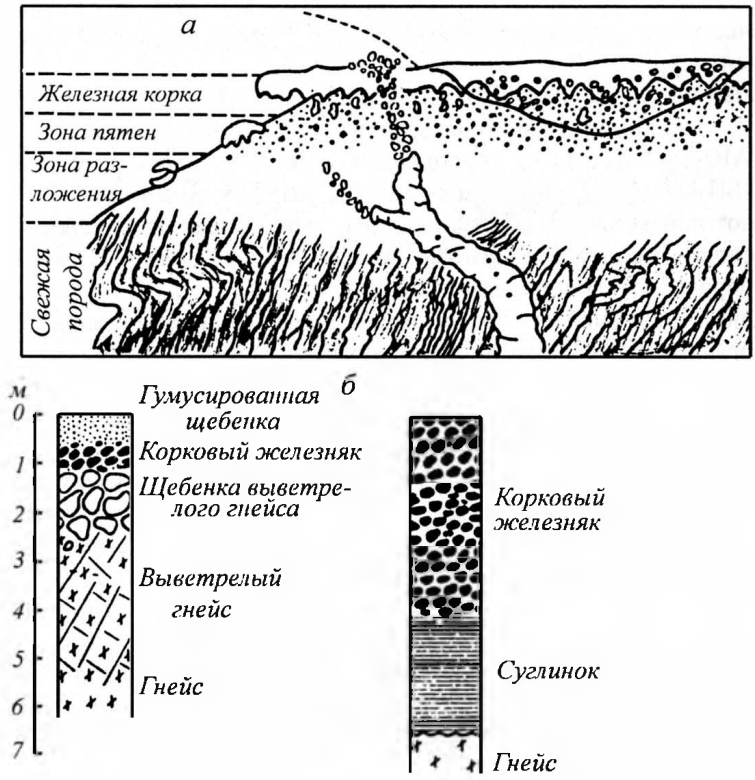


Рис. 9.8. Месторождения бокситов и железных руд в латеритной коре выветривания [Страхов, 1960]

а – идеальный профиль западно-австралийских латеритов (по И. Вальтеру); *б* – разрезы латеритного месторождения железных руд в Того, Зап. Африка

она содержит от 30 до 80% Fe_2O_3 и до 1% MnO. Кираса имеет мощность до 2–3 м и чаще всего бывает представлена монолитной железомарганцевой рудой.

В нижней части рисунка демонстрируется другой тип элювиальной железной шляпы. В тропической Африке, в латеритных месторождениях Того, кора выветривания, залегающая на гнейсах, образует линзообразные пласты конкрециевидных железных руд; среди сгустков и конкреций гидроксидов железа встречается «ящиковидная» структура и структура железистых секреций. Как показал Б.М. Михайлов [1968], в низинных корах выветривания, развитых в аллювиальных врезах Либерийского щита, элювиальный железорудный процесс редуцируется, и железистые кирасы встречаются реже.

В гумидной умеренной зоне современные элювиальные железные руды обычно отсутствуют, и железорудный процесс перемещается в низинные торфяные болота. Железные руды торфяных болот были исследованы А.Н. Орловым, Г.И. Бушинским, К.И. Лукашевым, В.А. Ковалевым, В.Г. Матухиной, А.С. Михантьевой и другими исследователями. Среди руд этого типа довольно четко выделяются железорудные и железорудно-фосфатные скопления, сконцентриро-

ванные в торфяной массе, внутри торфяной залежи, и железорудные проявления периферических частей болот. Наиболее характерные проявления первого рода представлены на рис. 9.9.

В верхней части рисунка (*а, б, в, г*), по данным Г.И. Бушинского [1952; 1946], показаны закономерности залегания сидерита ($FeCO_3$), шамозита ($Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$), гидроксидов железа в ассоциации с вивианитом ($Fe_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$) и его разновидностями. Все эти скопления залегают в торфянике, образуют линзы, штоки и сложные тела, тесно связанные с карбонатными породами, причем и сидерит и шамозит вблизи от поверхности залежи легко окисляются и переходят в гидроксиды железа.

Очевидно, что в кислых глеевых водах торфяных залежей железо восстанавливается органическим веществом до двухвалентного состояния, вступает в миграцию и там, где органическое вещество окисляется до CO_2, оно образует аутигенный сидерит. В кислой среде растворяется и фосфор, свидетельством чего служит образование аутигенного вивианита.

Второй тип рудных залежей (см. рис. 9.9*д*) развит в периферических частях болотных систем; в Белорусском Полесье он был подробно описан В.А. Ковалевым [1985]. Здесь, в аллювиальных отложениях рек Днепра, Припяти и их притоков, получает широкое распространение рельеф бугристо-болотных комплексов. Он представляет собой чередование заболоченных отложений и песчаных холмов, поперечник которых достигает 300–500 м. В понижениях между ними накапливаются торфяники. Верхняя часть песчаных бугров содержит многочисленные железные конкреции, иногда сливающиеся в единую плиту. Среди железистых образований преобладают гидроксиды, содержащие 35–52% Fe_2O_3, 0,3–0,4% MnO и 3–5% P_2O_5.

Не вызывает сомнения, что в данном случае железорудные залежи формировались за счет инфильтрации и высачивания болотных глеевых вод. При контакте с кислородом воздуха Fe^{+2} переходило в Fe^{+3}, гидролизовалось и выпадало в осадок в виде $Fe(OH)_3$, сорбируя из болотных вод фосфор.

Чрезвычайный интерес представляют современные озерные железные и железомарганцевые руды, широко развитые в сапропелевых озерах Карелии, Финляндии, Швеции, Канады и других регионов северной гумидной зоны. Происхождению этих рудных образований, когда-то имевших промышленное значение, посвящена огромная научная литература; она обобщена в трудах E.M. Kindle, B. Aarnio, W. Halbfass, Н.М. Страхова, Д.В. Наливкина, R.G. Wetzell, P.A. Allen, Y.D. Collinson и др.

Эталоном озерного рудообразования может служить озеро Пуннус-Ярви, детально исследованное Н.М. Страховым с соавторами [1968]; закономерности поведения железа, марганца, органического вещества и CO_2 в донных осадках этого водоема показаны на рис. 9.10. Приведенные материалы показывают, что скопления $C_{орг}$ в глубоководной части озера, подверженные микробиологическому разложению в илах, восстанавливали железо, способствовали его диагенетическому оттоку из глубин к берегу и осаждению гидроксидов окислившегося Fe в зоне развития песчаных фаций. Как видно на диаграмме, бобовые железомарганцевые руды тяготеют именно к песчаной фракции осадков и окаймляют береговые отмели озера. Сходным образом локализуются многие железомарганцевые руды современных сапропелевых озер Карелии (Россия).

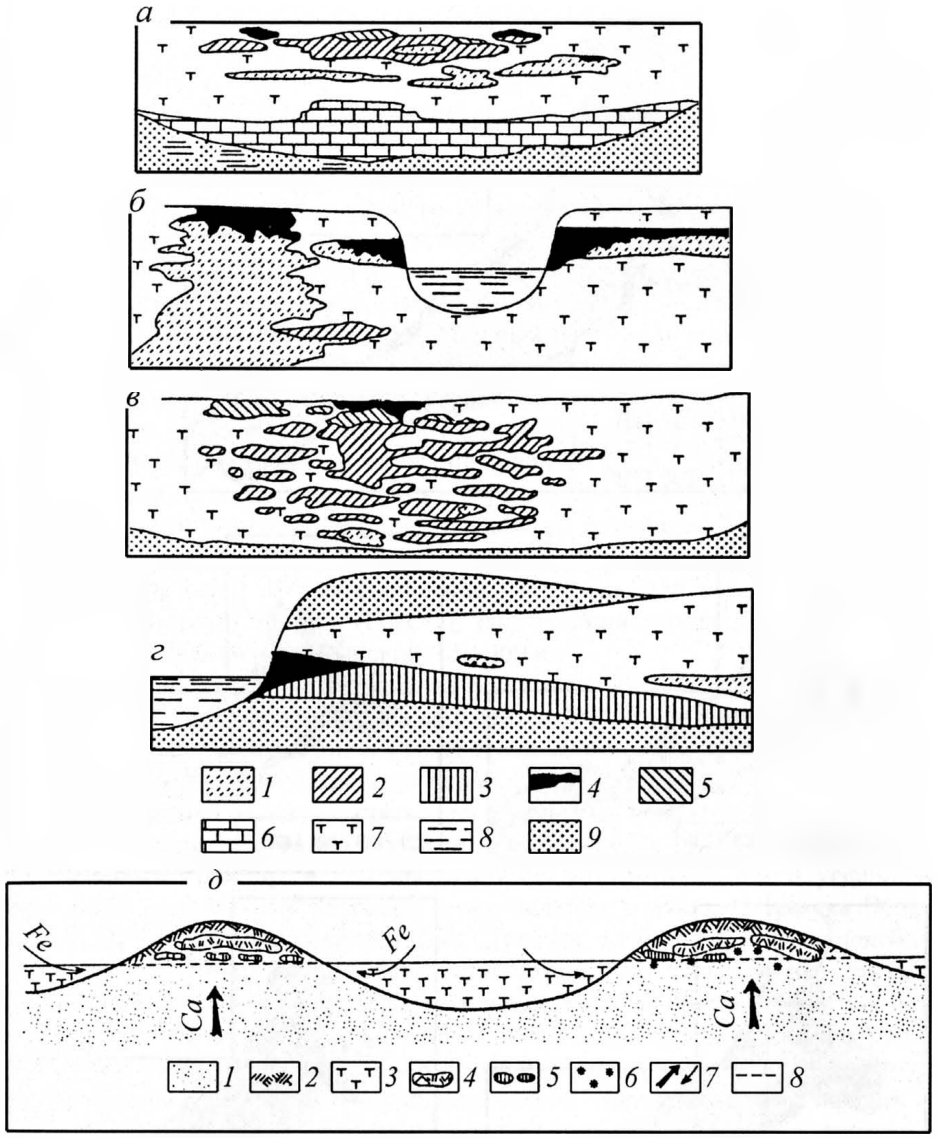


Рис. 9.9. Болотные залежи железных руд и вивианита. Фосфатные и железные руды [Бушинский, 1946, Ковалев, 1985]

а – линзовидное залегание болотной извести и вивианита в торфе по р. Друть; *б* – болотный сидерит в виде штока и линзы в торфе, болото Лава; *в* – сплошная линза вивианита с сидеритом и пицитом в торфе, р. Вабичь; *г* – линза зеленой глины (шамозита?), залегающая на дне болота и перекрытая торфом, болото Сметанка:1 – сидерит; 2 – вивианит; 3 – шамозит; 4 – бурый железняк; 5 – пикрит; 6 – болотная известь; 7 – торф; 8 – глина; 9 – песок; *д* – карбонатно-кальциевая и железистая минерализация в болотно-бугристых комплексах Полесья: 1 – песок; 2 – гумусовый слой; 3 – торф низинный; 4 – песок с гнездами карбоната кальция; 5 – железистые конкреции; 6 – ортзанд; 7 – направление привноса основных конкрециеобразующих компонентов; 8 – уровень грунтовых вод

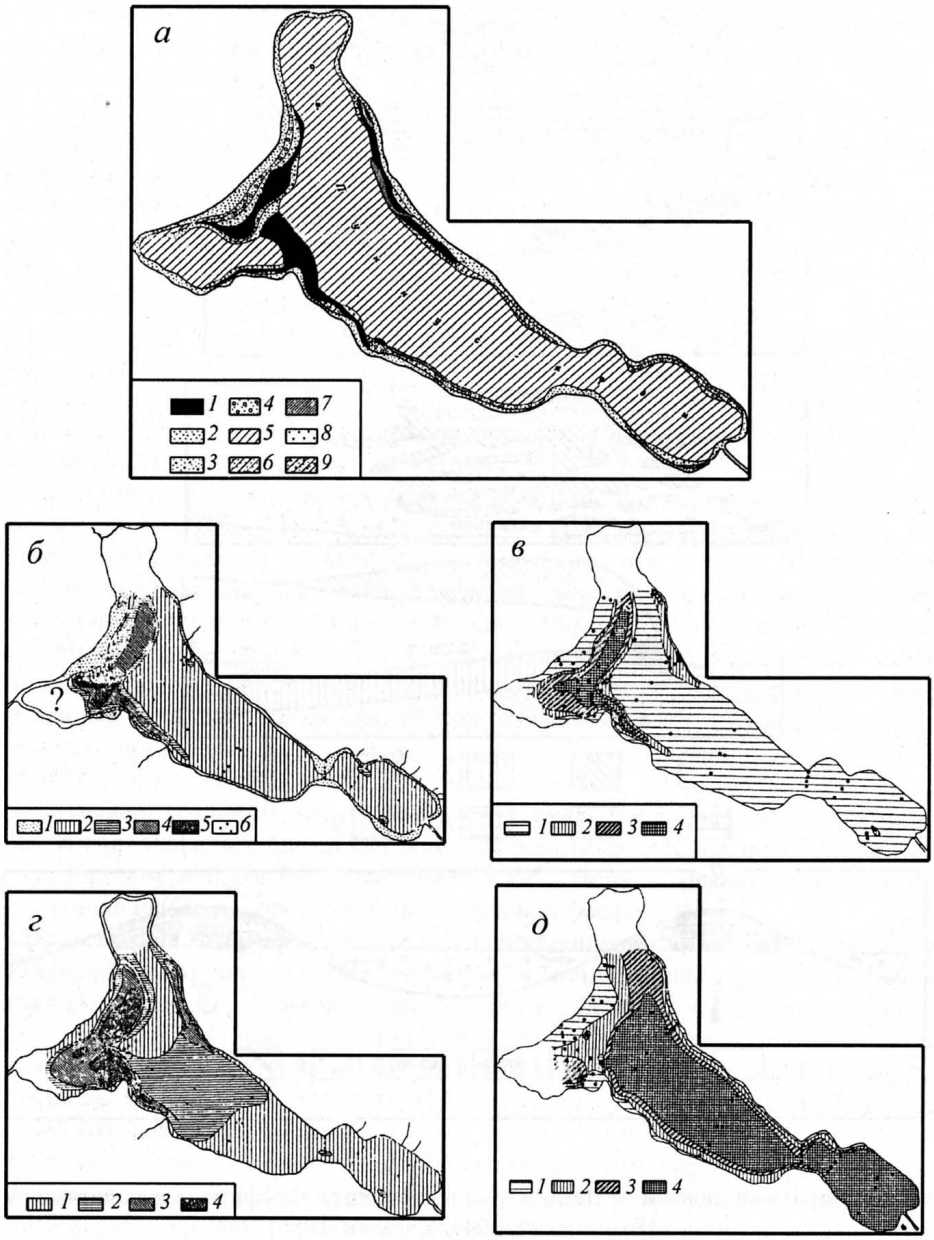


Рис. 9.10. Распределение современных осадков и железомарганцевых руд в озере Пуннус-Ярви [Страхов и др., 1968]

а – распределение типов осадков: 1 – железная руда; 2 – песок; 3 – железная руда с песком; 4 – оруденевший песок; 5 – ил; 6 – илистый песок; 7 – серая глина; 8 – песок с камнями; 9 – илистый песок с железной рудой; *б* – распределение $Fe_{вал}$ (%): 1 – < 5; 2 – 5–9; 3 – 9–13; 4 – 13–17; 5 – > 17; 6 – места отбора проб; *в* – распределение CO_2 (%): 1 – < 0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – 1,0–1,5; 4 – > 1,5; *г* – распределение $Mn_{вал}$ (%): 1 – 0,1–0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – 1–10; 4 – > 10; *д* – распределение $C_{орг}$ (%): 1 – < 1; 2 – 1–3; 3 – 3–5; 4 – > 5

Среди древних гомологов осадочных железорудных месторождений четко выделяются три наиболее важных типа: 1) сидеритовые месторождения угленосных отложений; 2) оолитовые гидрогетит-хлорит-сидеритовые аллювиальные месторождения; 3) оолитовые гидрогетит-хлорит-сидеритовые морские железорудные месторождения.

Сидериты угленосных толщ являются аналогами современных сидеритовых руд торфяных месторождений. При низких содержаниях железа они обладают колоссальными запасами металла; к сожалению, их добыча в большинстве стран, за исключением Англии, Северного Китая, Индии, и, возможно, Германии, считается нерентабельной, а значение их как концентраторов железа до сих пор явно недооценивалось.

Распространенность и геохимическое значение сидеритовых руд можно представить себе, если учесть следующие особенности угольных месторождений:

1. Угленосные бассейны по масштабам представляют собой грандиозное геологическое явление. Так, например, карбоновый бассейн Донбасса (Россия), занимая площадь в 23 000 км^2, содержит почти 200 рабочих пластов угля до 1,5 м мощности, Кузбасс (карбон-пермь) на площади 26 000 км^2 включает 55 пластов угля, Караганда на площади ~ 1500 км^2 представлена 60 пластами угля. Южно-Уэльский бассейн (Англия) на площади 2600 км^2 содержит 25 пластов углей, а Рурский бассейн (Германия), занимая 6200 км^2, представлен 80 пластами высококачественных углей. В пермский период образовывались такие гиганты, как Тунгусский угольный бассейн (Россия), занимающий площадь в 1 045 000 км^2, Печорский – 90 000 км^2, Таймырский – 50 000 км^2.

2. В Англии, где были подсчитаны запасы углей и ситдеритовых руд раздельно, установлено, что на 1 млрд тонн угля приходится 50–150 млн тонн Fe. Если использовать минимальное содержание в 1 млрд т угля 20 млн т Fe, то окажется, что в сидеритоносных углях мира заключено около $1{,}5 \cdot 10^{11}$ т железа [Холодов, Бутузова, 2004а]. Эта величина несколько превышает суммарные запасы железа в аллювиальных и морских оолитовых гетит-хлорит-сидеритовых рудах фанерозоя ($1 \cdot 10^{11}$ т).

Особенности строения и условия залегания сидеритовых руд в угленосных толщах были детально исследованы в журнальных статьях П. Кукука [Kukuk, 1938; 1939] и в монографиях Н.М. Страхова [1947], А.В. Македонова и П.П. Зарицкого [1968; 1977]. Было установлено, что сидеритовые стяжения обычно залегают в кровле и подошве угольных пластов, образуя в них так называемые «угольные почки» – сидеритовые конкреции, включающие хорошо сохранившиеся обломки стигмарий или древесины, углефицированные фрагменты стеблей, листьев и других растительных остатков. Наряду с этим конкреции выходят за пределы угольного пласта, образуя во вмещающих породах цепочки караваеобразных стяжений, иногда сливающихся в единую плиту. Присутствие большого количества дисперсной растительной органики обычно окрашивает эти образования в черный цвет; отсюда в английских угольных бассейнах появилось их наименование «black band» (черная плита).

Хорошо известно, что в пресноводных низовых торфяных болотах, которые являются местом рождения паралических углей, осуществляется интенсивное разложение железосодержащих силикатных минералов [Страхов, 1947; Ковалев, 1985]. Кроме того, концентрация растительной биомассы в торфяниках создает пониженный окислительно-восстановительный потенциал, достаточный для перевода трехвалентного железа в интенсивно мигрирующее двухвалентное; при этом кислая глеевая среда характеризуется повышенной концентрацией водоро-

да, в пределах pH=3–6,5 [Перельман, 1979]. Благодаря всем этим особенностям воды торфяных болот обычно содержат 100–250 мг/л растворенного железа и, по-существу, представляют собой железистые рудоносные растворы [Кауричев, 1957; Ковалев, Генералова, 1969; Коротков, Ходина, 1981; Ковалев, 1985].

Диагенетические преобразования растительной массы в континентальных торфяных болотах совершаются при участии термофильных бактерий и включают процессы тления, гумификации и битуминизации; при этом основная направленность процесса тления выражается реакцией:

$$C_6H_{12}O_6+O_2=6CO_2+6H_2O+\text{тепло } K_{кал.}$$

раст.масса газ жид.

Выделяющаяся при этом углекислота в пресноводных бессульфатных водах торфяников активно воздействует на карбонатные равновесия и в конечном счете предопределяет формирование сидеритовых конкреций.

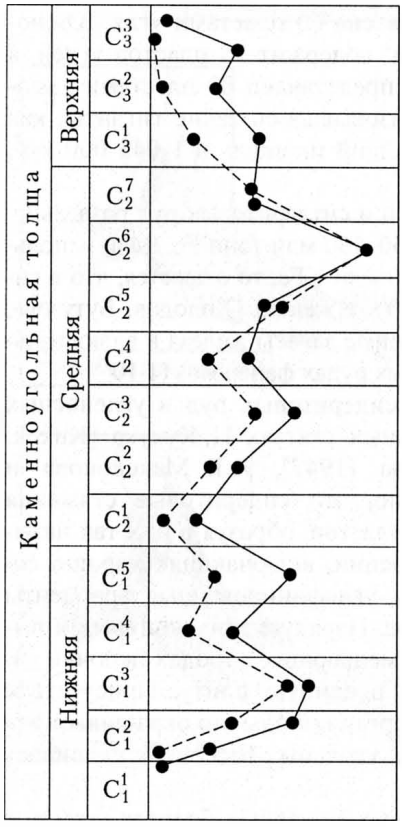


Рис. 9.11. Корреляция коэффициентов угленосности (пунктир) и конкрециносности (сплошная линия) в разрезе карбона Донбасса [Зарицкий, 1985]

Таким образом, масса торфяников и, соответственно, угленасыщенность разрезов угленосных отложений должны быть тесно связаны с процессом сидеритообразования. Эта особенность угленосных формаций хорошо была показана в работах П.В. Зарицкого [1985], который на примере Донбасса установил четкую коррелятивную связь коэффициентов угленосности и конкрециносности; полученная им зависимость приведена на рис. 9.11.

Диаграмма подтверждает генетическую связь торфонакопления, углеобразования и формирования сидеритовых конкреций и позволяет предполагать широкую распространенность месторождений этого типа.

Аллювиальные оолитовые гетит-хлорит-сидеритовые месторождения были наиболее полно исследованы Л.Н. Формозовой [1959] в районе Северного Приаралья (Казахстан), хотя ранее их находки были известны в Тургайском проливе (Аятское, Лисаковское месторождения, Россия). В поперечном разрезе такие руды локализуются в русловых врезах, представляющих собой корытообразные впадины, «наложенные» на горизонтально залегающие вмещающие породы. В длину они прослеживаются на 15–20 км, ветвятся и полностью воспроизводят реку с ее притоками.

Рудные тела палеогеновых залежей Приаралья имеют линзовидную форму, хорошо контролируются речной долиной и имеют характерную оолитовую, бобово-оолитовую, конгло-

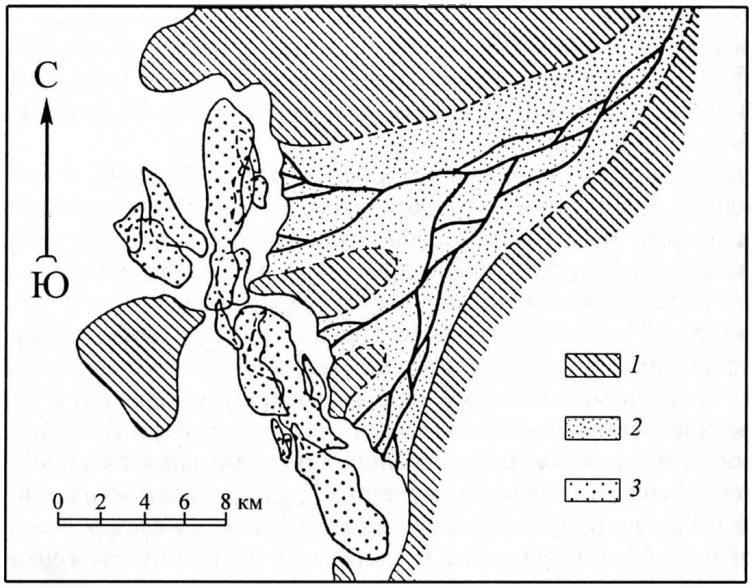


Рис. 9.12. Палеогеографическая схема района месторождения Кок-Булак для середины кутанбулакского века [Формозова, 1959]

1 – участки высокого рельефа глин морского палеогена, в пределах которых кутанбулакские отложения отсутствуют или представлены маломощными песками; 2 – аллювий надводной части дельты; 3 – наклонные линзы железных руд на подводном склоне дельты

мератовидную текстуру. Часто присутствует косая слоистость. Рудные оолиты диаметром 0,3–0,4 мм слагаются гидроксидами железа, хлоритом либо чередованием концентров обоих минералов. Сидерит часто замещает внешние концентры оолитов, присутствует в цементе породы либо образует крупные конкреции.

На месторождении Кутан-Булак (Казахстан) хорошо видно как типичные аллювиальные железорудные залежи сменяются дельтовыми (рис. 9.12). Здесь, при впадении палеогеновой реки в озероподобный водоем, русло реки расширяется, аллювиальные фации переходят в фации надводной дельты, а аллювиальные залежи оолитовых железных руд сменяются целой полосой линзообразных залежей водоема, вытянутых перпендикулярно направлению русла реки.

В этих линзообразных залежах, наклоненных с северо-востока на юго-запад, зональность оолитов проявляет себя в более широких масштабах: верх каждой линзы сложен обычно гидроксидными рудами, середина – гидрогетит-шамозитовыми, а нижняя – гидрогетит-хлорит-сидеритовыми скоплениями с многочисленными линзами сидеритов.

Морские оолитовые гетит-хлорит-сидеритовые месторождения пользуются очень широким распространением и, пожалуй, представляют основную массу железных руд фанерозоя. К этой группе принадлежат ордовичские руды Вабана (Канада) и Нового Южного Уэльса (Австралия), силурийские руды Клинтона (США), юрские месторождения Кливленд-Фродингем (Англия) и Лотарингии (Франция, Люксембург), меловые руды Бакчарско-Колпашевского региона (Россия), плиоценовые рудные скопления Керченского бассейна (Украина).

Хорошим примером морского железорудного процесса является Керченский бассейн, локализованный в киммерийских слоях плиоцена и детально исследованный в работах А.Д. Архангельского, В.В. Меннера, С.В. Константова с соавторами, В.Ф. Малаховского, Е.Ф. Шнюкова и П.И. Науменко, В.Н. Холодова, Е.В. Голубовской и др.

Рудосодержащие киммерийские отложения распространены здесь на огромной площади от Арабатского и Феодосийского заливов Керченского полуострова и до средней части Западно-Кубанской впадины в Предкавказье, однако рудные пласты обычно локализуются в конседиментационных синклиналях – впадинах и отсутствуют на разделяющих их антиклиналях (рис. 9.13).

В структурном отношении этот регион представляет собой северное крыло крупного поднятия, в ядре сложенного меловыми и майкопскими отложениями, а на крыльях – среднемиоценовыми толщами чокрака и карагана с перекрывающими их верхнетретичными отложениями. На карте выделены 12 синклиналей и 35 антиклинальных складок, осложняющих моноклинальное падение слоев.

Наиболее крупные скопления железных руд разрабатывались в Эльтиген-Ортельской и Камыш-Бурунской впадинах, где мощность железорудного пласта колеблется от 6 до 12 м. Оруденение представлено тремя литолого-геохимическими типами руд: табачными, коричневыми и «икряными»; их соотношение на площади Камыш-Бурунской мульды показаны на рис. 9.14.

Главным структурным элементом руд являются гетит-шамозит-сидеритовые оолиты, в которых многократно чередуются гетитовые и хлоритовые слойки; как и в аллювиальных рудах, сидерит обычно замещает внешние концентры этих сложных образований. В ядрах оолитов находятся обломки терригенных минералов, реже в них встречаются фрагменты тех же оолитов и оруденелые обломки раковин.

В табачных рудах изредка встречаются крупные сидеритовые конкреции; их соотношения с рудой однозначно доказывают, что в ассоциации гетит-хлорит-сидерит последний является постумным минералом, завершающим процесс диагенетической переработки руд. Табачные руды имеют ярко выраженную восстановительную природу и занимают самую глубокую часть впадин; их окружают икряные и коричневые руды, представляющие зону окисления.

В рудоносных пластах Керченского бассейна наряду с многочисленными остатками солоноватоводных моллюсков (главным образом семейств Dreissenidae и Cardidae) довольно часто встречаются скопления зоо- и фитоморфоз; они были детально описаны в работах Ф.В. Чухрова [1937; 1940] и А.У. Литвиненко [1956]. При этом было показано, что и кости животных (тюленей, китов, носорогов, гиппарионов), и остатки древесины, размеры которых достигают 0,20 м в поперечнике и до 1,7 м в длину, замещаются баритом, фосфатами железа, сидеритом, хлоритом и гидрогетитом.

Особый генетический интерес представляют древесные остатки; их присутствие в рудах доказывает близость болот на суше, интенсивное развитие здесь лесной растительности и преобладание гумидных обстановок.

Исследование условий образования морских оолитовых железных руд, проведенное западноевропейскими и американскими исследователями, привело к выводам, четко сформулированным Н.М. Страховым [1947]; по этим данным оолитовые руды... «были сформированы в обстановке чрезвычайно мелководных и прибрежных частей морей и представляют собой отложения заливов, бухт,

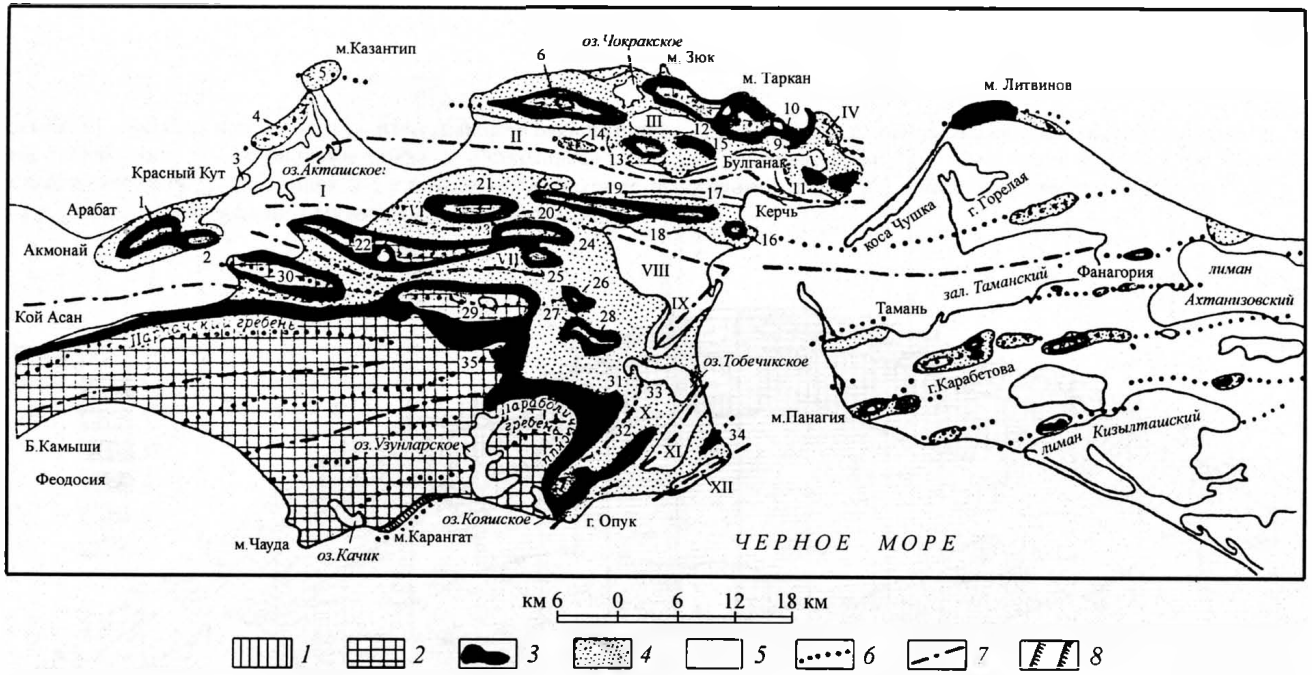


Рис. 9.13. Схема геологического строения Керченского полуострова, по А.Д. Архангельскому с соавторами [1935] с дополнениями М.В. Муратова [1960]

1 – верхний мел, палеоцен и эоцен; 2 – ядра антиклинальных структур, сложенных майкопской свитой; 3 – тортонский ярус; 4 – сарматский ярус; 5 – синклинали, выполненные меотисом и плиоценом; 6 – оси антиклиналей; 7 – оси синклиналей; 8 – сбросы. Синклинали: I – Чегерчинская; II – Салынская; III – Кезенская; IV – Оссовинская; V – Баксинская; VI – Ново-Николаевская; VII – Петровская; VIII – Камыш-Бурунская; IX – Эльтиген-Ортельская; X – Ахтиарская; XI – Яныш-Такылькая; XII – Кыз-Аульская. Антиклинали: 1 – Акмонайская; 2 – Семиколодезная (Насырская); 3 – Краснокутская; 4 – Акташская; 5 – Казантипская; 6 – Караларская. 7 – Чокракская; 8 – Антиклиналь Широкой балки; 9 – Антиклиналь Юракова кута; 10 – Бондаренковская (Булганакская); 11 – Баксинско-Маякская; 12 – Бабчикская; 13 – Бурашская; 14 – Караминская; 15 – Катарлезский купол; 16 – Солдатская; 17 – Восходовская (Джарджавская); 18 – Андреевская (Кошай-Рисинская); 19 – Чанлугарская; 20 – Китайская; 21 – Таганашская; 22 – Слюсаревская (Кармыш-Келечинская); 23 – Чумаш-Такильская; 24 – Сент-Элинская; 25 – Султановская; 26 – Репьевская (Айман-Кую); 27 – Сокольская (Сарайминская); 28 – Алагольский купол; 29 – Сартская; 30 – Коджаларская; 31 – Коп-Кочегенская; 32 – Чорелекская; 33 – Чонгелекская; 34 – Коп-Такальская; 35 – Марфовская

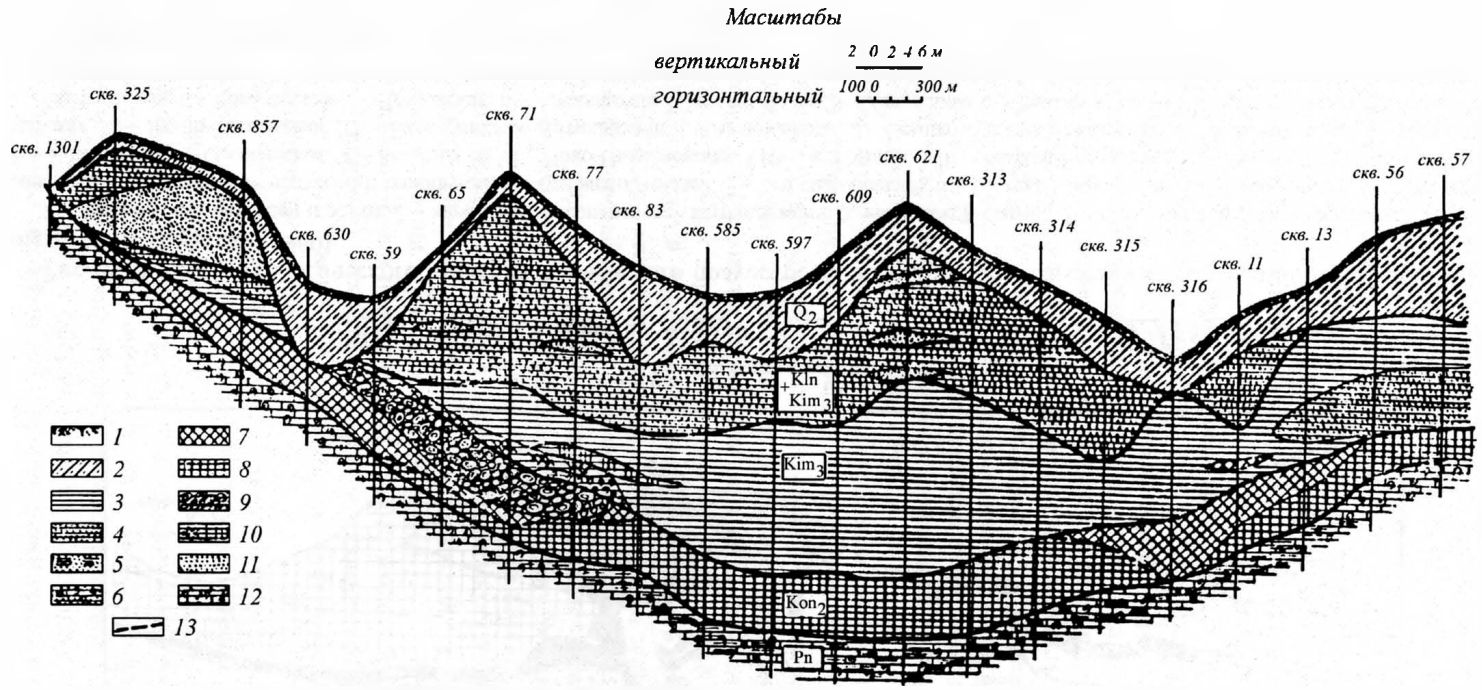


Рис. 9.14. Геологический разрез Камыш-Бурунской мульды

1 – растительный слой; 2 – суглинок 3 – глина; 4 – алевритовые и песчаные глины; 5 – глинистый алеврит или песок; 6 – глинистый и песчанистый ракушечник; 7 – «коричневая» руда; 8 – «табачная» руда; 9 – «икряная» руда; 10 – оруденелая глина в зоне «коричневых» или «табачных» руд; 11 – алеврит или песок; 12 – известняковый ракушечник; 13 – граница между окислительной и восстановительной зонами

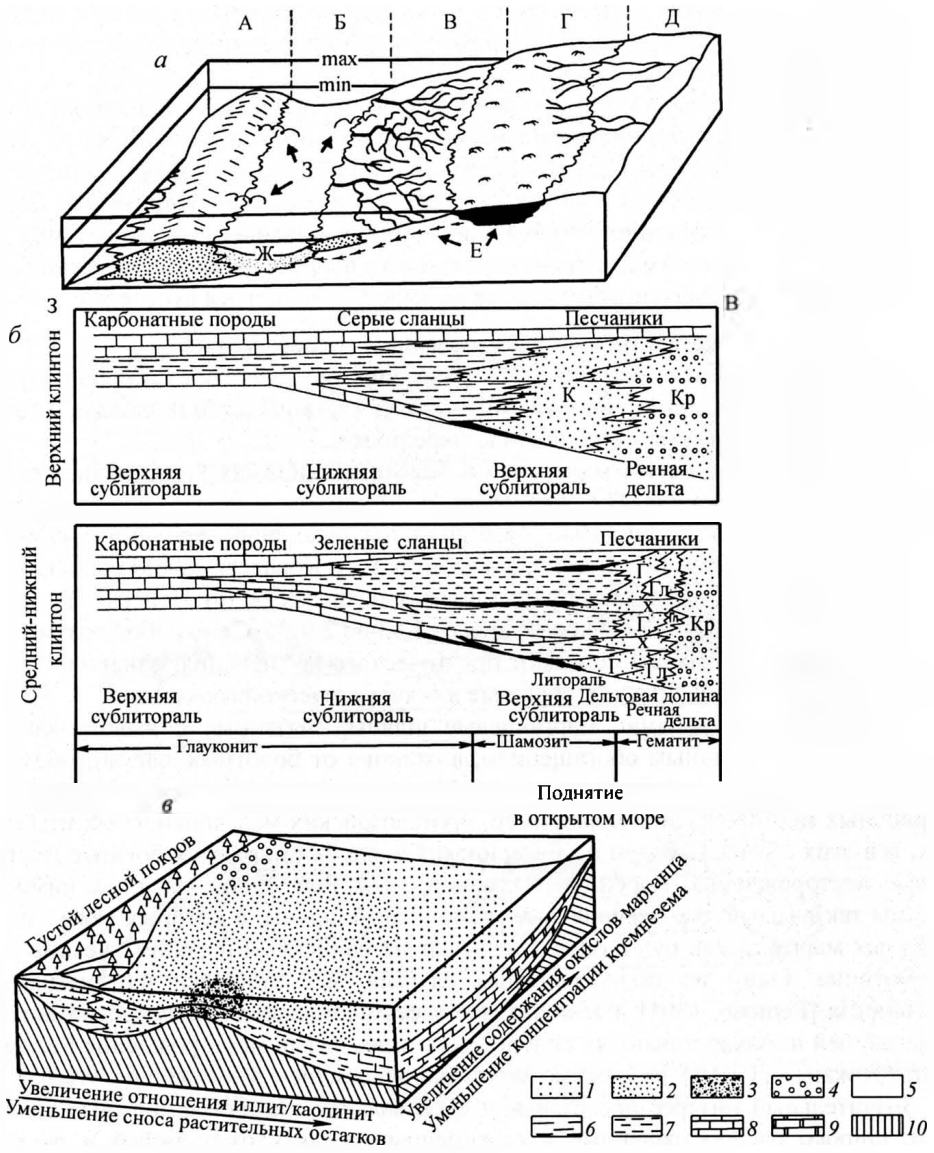


Рис. 9.15. Модели формирования оолитовых железных руд [Менард, 1985]

а – реконструкция условий образования железняков Вабана: А – прибрежный бар; Б – лагуна (накопление осадков в условиях низких значений Eh); В – приливно-отливная зона; Г – надлиторальные водорослевые болота (низкие значения Eh и высокие P_{co2}); Д – старые русла рек. Железо выщелачивается из осадков в болотных условиях (Е), выносится подземными водами в лагуну и осаждается в виде шамозитовых оолитов (Ж), которые впоследствии переотлагаются в зонах береговых баров и среди осадков приливно-отливной зоны (З) (по Рейнджеру); *б* – фации рудовмещающих пород силурийского возраста в Аппалачском бассейне; черным цветом выделены слои бурых железняков. Песчаники с различным типом цемента: К – кальцитовым; Кр – кремнистым; Г – гематитовым; Х – хлоритовым; Гл – красноцветным глинистым [Hunter, 1970]; *в* – фации железистых осадков в юрских железняках Великобритании. 1 – пески; 2 – алевролиты и глины; 3 – шамозитовые оолиты; 4 – карбонатные оолиты и ракушечные пески; 5 – известковистые глины; 6 – песчаники; 7 – глинистые сланцы; 8 – мраморы; 9 – серые известняки; 10 – красные известняки [Hallam, 1967]

лиманов и самой верхней, прибрежной части шельфа, причем в разных случаях месторождения связаны, конечно, с разными ландшафтами прибрежной зоны» [Страхов, 1947, с. 135].

Позднее Дж. Менард [1985] обобщил палеогеографические модели формирования ордовикских, силурийских и юрских железорудных скоплений (рис. 9.15) и показал, что они, как правило, ассоциируются с процессами торфонакопления и углеобразования в низовых болотах на суше; разнообразные фациальные обстановки на берегу несомненно связаны одним общим признаком – они возникали в условиях гумидного климата, стимулировавшего пышное развитие наземной растительности и массового выноса железа из выветривающегося субстрата.

Марганцевые и железомарганцевые руды

Современные железомарганцевые и марганцевые руды представлены тремя группами месторождений – болотными рудами, марганцевыми шляпами, а также субаквальными железомарганцевыми конкрециями.

Скопления марганцевых минералов в болотных системах упоминались еще в работах К.И. Богдановича, В.А. Обручева, В. Линдгрена и других классиков рудной геологии. А.Г. Бетехтин [1946] сообщил о находках линз карбонатов марганца в современных болотах Белоруссии, а в работах В.А. Ковалева [1985] было показано, что в гидроксидных железорудных плитах и линзах болот Полесья (Белоруссия) содержание MnO обычно колеблется от 1,43 до 2,99%. Само собой разумеется, что такие болотные залежи не имеют практического применения, однако их существование имеет очень большое значение для теоретической геохимии.

Современные и древние марганцевые шляпы, связанные с выветриванием, окислением и вторичным обогащением, в отличие от болотных марганцевых руд имеют иногда промышленное значение. Очень часто они развиваются на убогих первичных месторождениях, например, протерозойских марганценосных итабиритах, и в этих случаях вблизи от материнских толщ формируются богатые марганцевые месторождения [Варенцов, Рахманов, 1974; Рой, 1986]. Наряду с ними известны так называемые бескорневые марганцевые шляпы, в которых связь гидроксидных марганцевых руд с определенными материнскими породами весьма проблематична. Один из таких сложных случаев был приведен на диаграммах Б. Пенроза [Penrose, 1891]; очевидно, что здесь образование марганцевой шляпы, залегающей на закарстованных силурийских известняках месторождения Бетсвиль (штат Арканзас, США), полностью затушевано развитием рельефа (рис. 9.16).

Значительный интерес представляют субаквальные железомарганцевые конкреции, широко распространенные в современных осадках озер, морей и океанов. Обобщение большого фактического материала, характеризующего средний химический состав железомарганцевых конкреций, формирующихся в разных водоемах, выполненное С. Роем [1986] позволяет утверждать, что в озерных осадках континентов, как правило, содержание железа в 2–6 раз превышает содержание марганца.

В краевых и эпиконтинентальных морях формируются конкреции, в которых содержание марганца лишь немногим уступает содержанию железа (Белое море – Mn=8,75, Fe=9,23% в среднем, Финский залив Балтики – Mn=15,78, Fe=18,96%).

Наконец, в океанических водоемах среднее содержание марганца достигает значений 23%, тогда как количество железа здесь в среднем составляет 20,5%. Любопытно при этом, что в Тихом океане конкреции содержат 24,2% марганца и 14% железа, в Индийском – 18,03% марганца и 16,25% железа и только в Атланти-

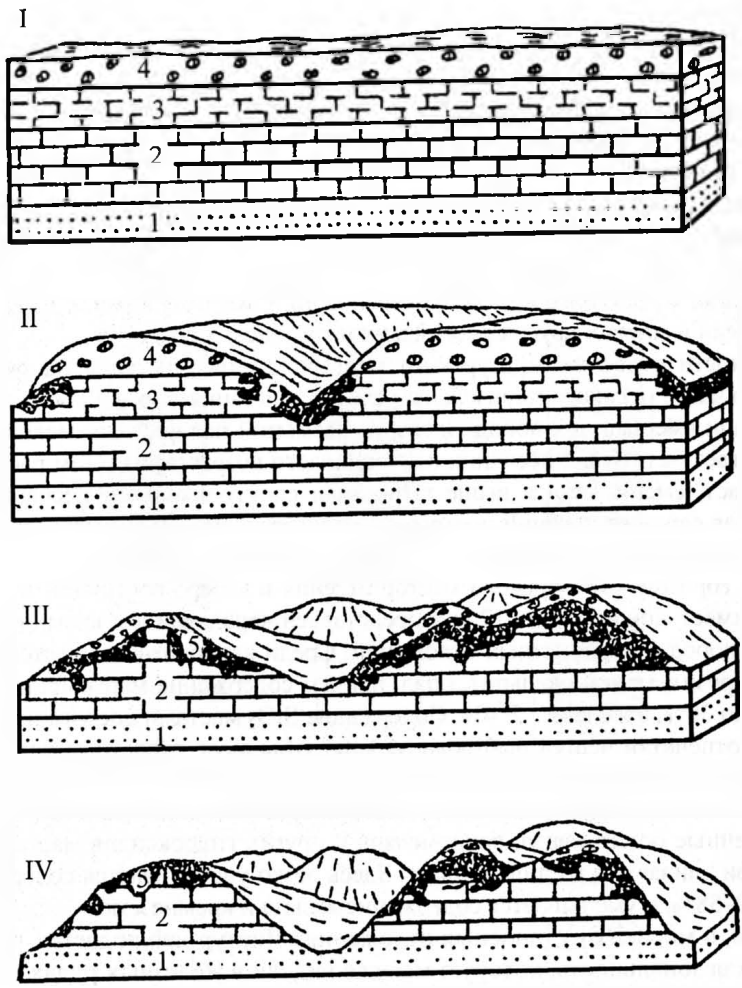


Рис. 9.16. Схема генезиса месторождений марганца Бетсвиль в Арканзасе [Penzose, 1991]

1 – песчаник; 2 – известняк Lizand: 3 – известняк Kler; 4 – кремни Boone Chert; 5 – глина, содержащая марганцовую руду. I–IV – стадии развития

ке эти соотношения меняются. Здесь средние содержания марганца падают до 16,2%, а железа возрастают до 21,8%.

Поскольку миграционная способность марганца в осадочном процессе значительно превосходит миграционную способность железа, конкреции, возникающие в океанских осадках, в отличие от металлоносных осадков характеризуются низкими содержаниями железа и высокими содержаниями марганца.

Железомарганцевые конкреции сапропелевых озер были описаны в предыдущем разделе работы. Морфология, минералогия и геохимия конкреций краевых и эпиконтинентальных морей подробно исследована в книгах Н.М. Страхова с соавторами и С. Роя; в общих чертах они мало отличимы от озерных образований.

Современные океанские марганцевые конкреции слабо связаны с климатической зональностью океанов и будут подробно рассмотрены нами в разделе об аклиматических образованиях.

Среди древних марганцевых месторождений наиболее представительными являются скопления Mn в морских фациях; они широко распространены в палеогеновых толщах юга России, на Украине и в Западном Казахстане. К этой группе принадлежат олигоценовые руды Никополя, Лабы, Чиатур, Мангышлака, Варны. В качестве примера можно привести марганцевое месторождение Чиатуры, расположенное на территории Грузии и детально исследованное в работах Г.А. Абиха, А.Г. Бетехтина, Ч.А. Авалиани, Н.М. Страхова, Л.Е. Штеренберга, Г.Ю. Бутузовой, Г.С. Дзоценидзе, Г.А. Мачабели и многих других российских и грузинских геологов.

Особенности строения Чиатурского месторождения показаны на рис. 9.17. В верхней его части (*а*) охарактеризованы условия залегания марганцевого оруденения внутри толщи вмещающих пород. Здесь, на размытой поверхности меловых известняков, залегает базальный песчаник олигоценового возраста; над ним располагается рудный пласт, сменяющийся выше глинами и спонголитовыми песчаниками; вся олигоценовая серия отложений построена трансгрессивно. Выше несогласно залегают среднемиоценовые песчаные толщи чокракско-караганского яруса.

Рудный горизонт Чиатурского месторождения в северо-восточной части месторождения имеет мощность 10–12 м и представлен чередованием кремнистых, спонголитовых пород и карбонатных отложений. Среди карбонатных пластов присутствуют родохрозит, манганокальцит, опал, причем содержание марганца в них колеблется от 6 до 30%, а железа – 2–4%. Содержание SiO_2 местами достигает 35%. В нем встречены отпечатки чешуи рыб рода Meletta, зубы акул, скелетные остатки китов; очень много спикул губок, буквально перенаселявших водоем. В направлении к берегу, к югу и юго-западу, мощность рудного пласта уменьшается, в нем появляются многочисленные оолиты вада, псиломелана и других гидроксидов марганца, и рудные прослои сливаются в единый пласт. Здесь резко увеличивается содержание Mn, достигая 50–58%, и уменьшается содержание железа и кремнезема.

В целом, в морских рудоносных отложениях Чиатур наблюдается та же минералогическая зональность, которую мы уже видели в железных рудах Керченского месторождения. В центральных частях впадины господствует восстановительная среда, на ее периферии – резко окислительная.

О генезисе фанерозойских бокситов, железных и марганцевых руд

Касаясь происхождения руд гумидной триады, прежде всего следует подчеркнуть, что их рождение, несомненно, начинается на суше, в пределах континентального блока и хорошо объясняется процессами гипергенного выветривания. В этих явлениях большую роль играет состав материнского выветривающегося субстрата, состав питающих областей. Для разных членов рудной триады это влияние сказывается по-разному.

Так как среднее содержание алюминия для большинства петрохимических типов исходных магматических и метаморфических пород довольно близко и колеблется от 7,50 в гранитах, до 8,6–9,0 в диоритах и 8,10–8,30% в габбро и базальтах, формирование бокситов мало зависит от состава выветривающегося субстрата. Исключение составляют ультраосновные магматиты типа перидотитов,

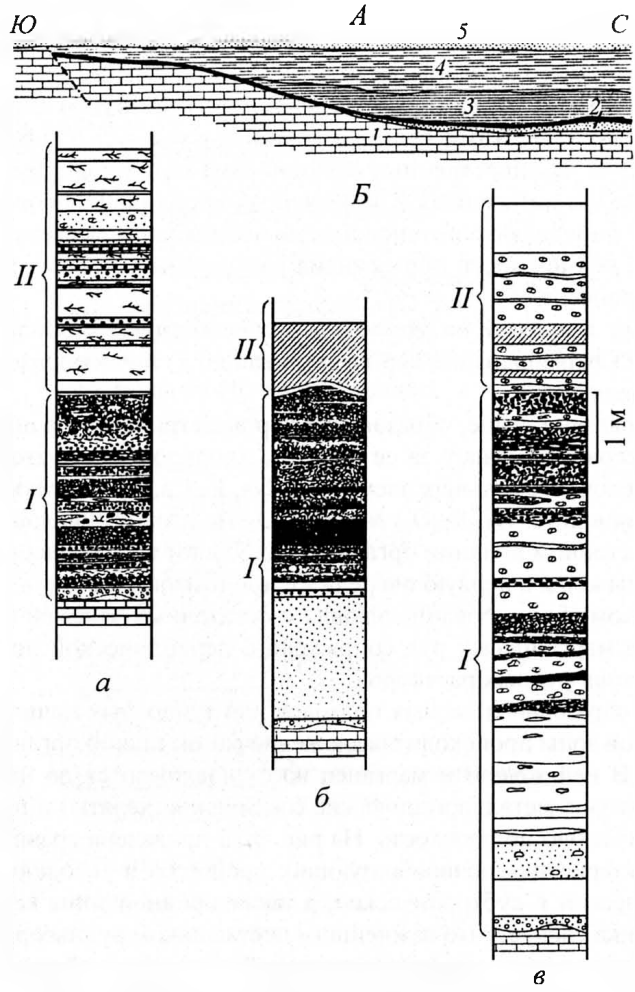


Рис. 9.17. Условия залегания и строение Чиатурских марганцовых руд [Бетехтин, 1946]
А – схема строения палеогеновой толщи. 1 – верхнемеловой известняк; 2 – песчаник, подстилающий рудоносную толщу (жирная линия); 3 – глины; 4 – сланцеватые спонголитовые песчаники; 5 – пески чокракской трансгрессии; пунктир – «главный сброс».
Б – строение рудоносной толщи по зарисовкам отдельных разрезов: *а* – разрез рудной толщи в районе нагорья Перевеси (участок Корохнали); преобладают пиролюзитовые руды; *б* – разрез рудной толщи в районе нагорья Мгвимени (южный участок); *в* – разрез рудной толщи в районе нагорья Итхвиси (юго-западная часть); преобладают карбонатные (ро дохрозитовые) руды.
I – нижняя серия рудоносных прослоев, т.е. собственно рудная толща, содержащая промышленные руды; II – верхняя серия прослоев, более бедная рудными выделениями.

в которых содержание алюминия обычно падает до 0,57–0,76; с ними бокситовые скопления практически не ассоциируются [Бушинский, 1971].

Совсем по-другому обстоит дело с распределением железа и марганца. В исходных магматических и эффузивных породах они ведут себя в соответствии с поведением кремнезема; в кислых породах (гранитоиды) содержание железа колеблется от 1,60 до 2,0, а марганца составляет 0,03–0,04%, тогда как в средних

(гранодиориты, диориты) оно возрастает для железа до 3,30–6,13, для марганца до – 0,06–0,12%. В основных и ультраосновных породах (габбро, базальты, анортозиты, перидотиты) содержание железа достигает значений 8,3–11,15, а марганца – 0,11–0,15% [Беус, 1972]; очевидно, что именно базиты и гипербазиты являются главными поставщиками железа и марганца в зону осадкообразования.

Таким образом, количественные соотношения различных петрографических типов исходных магматогенных и эффузивных пород на водосборе, в процессах выветривания, определяют интенсивность мобилизации железа и марганца и, следовательно, возможности образования разнотипных рудных месторождений в осадочном процессе.

Три главных процесса на водосборах способствуют мобилизации рудных компонентов: 1) формирование кор выветривания; 2) почвообразование; 3) образование торфяных болот.

Как было показано выше, образование кор выветривания на щелочной стадии сводится к массовому выносу за ее пределы хлоридов, сульфатов и карбонатов щелочных и щелочноземельных элементов (Na, K, Ca, Mg), а также SiO_2 и к концентрации в элювии Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO_2, TiO_2. На второй, кислой, стадии выветривания, при активном влиянии органических кислот восстанавливаются и выносятся за пределы коры в первую очередь железо и марганец.

Таким образом, формирование элювия и остаточных залежей бокситов, а также железных и марганцевых руд сопряжено с периодической поставкой в зоны осадкообразования рудных растворов.

В процессе образования лесных подзолов или тундровых почв в условиях умеренной гумидной зоны происходит разложение растительной органики и возникает глеевая среда. В ней железо и марганец восстанавливаются до низших форм валентности, образуют металлорганические соединения (хелаты) и приобретают высокую геохимическую подвижность. На рис. 9.18 приведена сравнительная геохимическая характеристика почвообразующих процессов в условиях северной умеренной, тропической и субтропической, а также аридной зоны континентального блока. Из графика следует, что важнейшим поставщиком рудных растворов железа и марганца являются почвы умеренно гумидной и тропической зон.

Геохимические процессы, происходящие в условиях низовых торфяных болот, пространственно связанные с берегами конечных водоемов сноса (озер, морей и океанов), также локализуются обычно в области лесных ландшафтов; они ограничиваются руслами рек, дельтовыми, прибрежно-равнинными и лагунно-литоральными фациями. Здесь оторфование и разложение растительной массы торфяников способствует каолинизации силикатов, восстановлению и накоплению в болотных водах Fe^{+2} и Mn^{+2}, увеличению геохимической подвижности SiO_2 и Al_2O_3 [Ковалев, 1985]. Глеевая среда благоприятствует образованию крайне подвижных металлоорганических соединений.

Процессы концентрации алюминия, железа и марганца в зоне гипергенеза сильно различаются между собой.

Поведение трехвалентного алюминия в процессе бокситообразования довольно просто; подавляющее большинство бокситовых залежей начинают формироваться в элювии вследствие промывания субстрата атмосферными водами, а затем, как это и предполагали С.Ф. Малявкин, Г.И. Бушинский, Ю.К. Горецкий, Н.М. Страхов и другие исследователи, чисто механически переотлагаются в разных фациальных средах.



Рис. 9.18. Подвижность марганца и железа в обобщенном почвенном профиле [Crerar et al., 1972]

Огромное значение чисто механического переотложения глинозема подтверждается близостью первичных отношений TiO_2/Al_2O_3, обнаруженной в бокситовых залежах Венгрии и России И. и С. Бардошши [Bardossy, Bardossy, 1954], Г.И. Бушинским [1963], Н.А. Лисицыной и М.В. Пастуховой [1963]; результаты этих исследований приводятся на рис. 9.19. Следует подчеркнуть, что механическое

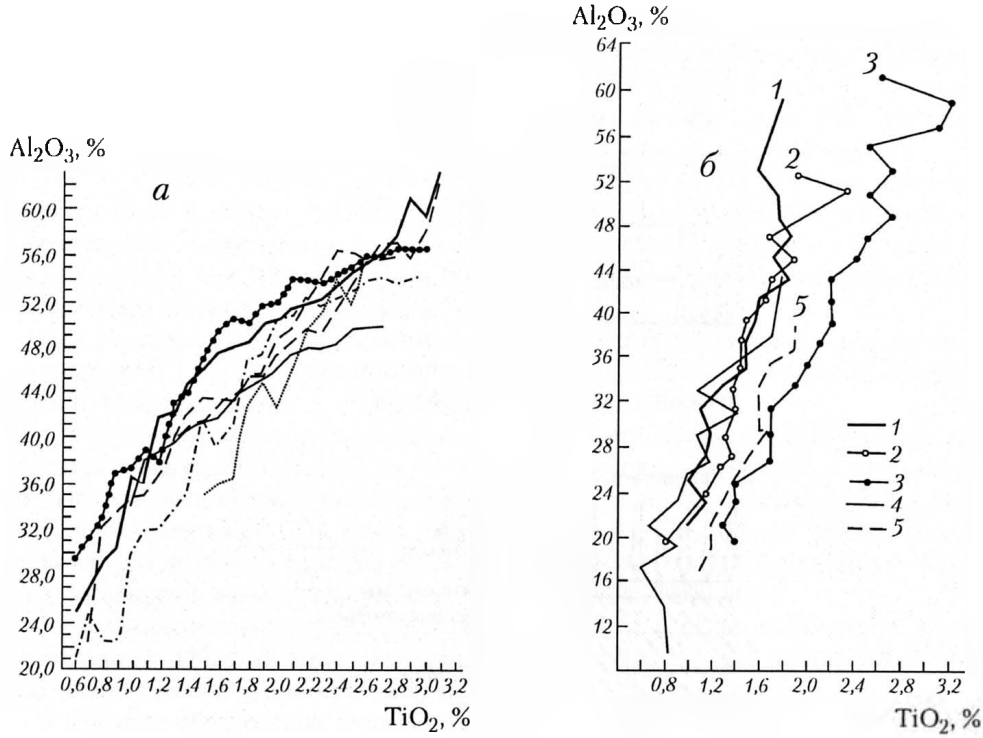


Рис. 9.19. Соотношение алюминия и титана в бокситах (вес. %)
а – в бокситах месторождений Венгрии [Bardossy, Bardossy, 1954]; *б* – в бокситовых породах кор выветривания [Лисицына, Пастухова, 1963]: 1 – Тургайские месторождения; 2 – Акмолинское месторождение; 3 – Амангельдинские месторождения; 4 – порфириты и их туфы; 5 – аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты

переотложение глинозема реализуется на фоне продолжающегося воздействия атмосферных осадков, усиливающих развитие коллоидных процессов и формирование ооидов, бобовин и микростяжений в породе.

Переотложение железа, присутствующего в зоне гипергенеза в двух- и трехвалентной форме, обусловлено в значительной степени окислительно-восстановительными реакциями; гидроксиды трехвалентного железа представляют собой слабо подвижные соединения, всегда выпадающие в осадок при окислении двухвалентного железа и особенно в связи с подщелачиванием растворов.

Любопытно, что подщелачивание растворов в природе очень тесно связано с растворением карбонатов, осуществляемым по схеме: $CaCO_3+CO_2+H_2O \leftrightarrow Ca(HCO_3)_2$. Очевидно, что образование хорошо растворимого в воде биокарбоната кальция связано с извлечением ионов H^+ из раствора, где вода диссоциирует по схеме $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$; этот процесс подщелачивает раствор.

Становится понятным, почему многие месторождения гидроксидов железа (и марганца) ассоциируются с закарстованными поверхностями карбонатных пород так, как это показано на рис. 9.20. Здесь в девонских известняках Рейнских гор, осаждение и концентрация Fe и Mn становится составной частью процесса закарстования.



Рис. 9.20. Формы и условия залегания железомарганцевых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по К. Эйнеке и Ж. Келеру)

Следует отметить, что выпадение в осадок гидроксидов алюминия, железа и марганца является типичным коллоидным процессом и сопровождается образованием частиц, несущих на себе разные электрические заряды. При этом гидроксиды железа и алюминия оказываются заряженными положительно, а двуокись марганца и кремнезем – отрицательно [Думанский, 1948; Чухров, 1955]. Взаимное притяжение разнозаряженных частиц при формировании железных и марганцевых руд приводит к образованию таких рудных минералов, как хлорит или шамозит, а при осаждении в слабощелочной среде – к образованию полиминеральных оолитов с минералогически различными концентрами.

Если осаждение Al_2O_3 осуществляется преимущественно механическим путем, то концентрация железа и марганца связана с реакциями окисления или с карбонатными равновесиями. В результате накапливаются гидроксиды или карбонаты железа и марганца, особенности залегания которых среди осадочных пород подробно описаны в предыдущем разделе.

Миграционная способность Al, Fe и Mn и содержание в их рудах элементов-примесей

Закономерности пространственной локализации руд Al, Fe, Mn на идеализированном профиле континентального блока планеты были подробно исследованы Н.М. Страховым [1947; 1960; 1963]; они охарактеризованы на рис. 9.21.

При рассмотрении диаграммы хорошо видно, что на всем протяжении профиля, проведенного от приподнятых частей континента, где развиты коры гумидного выветривания, и вплоть до береговой зоны, шельфовой площадки и континентального склона конечных водоемов стока, рудные месторождения триады распределяются крайне неравномерно.

Максимальная концентрация месторождений бокситов имеет место в наиболее континентальных обстановках и прочно привязана к элювиальным образованиям. Железорудные месторождения концентрируются мористее, захватывая окраинные части континентального блока и самую краевую часть шельфа. Наконец, марганцевые месторождения отчетливо тяготеют к морской части профиля, преимущественно группируясь на шельфовых площадках морских водоемов.

Очевидно, что в относительном размещении месторождений Al, Fe, Mn отражается различная миграционная способность рудных химических элементов. Слабый мигрант алюминий в идеализированном профиле почти не выходит за

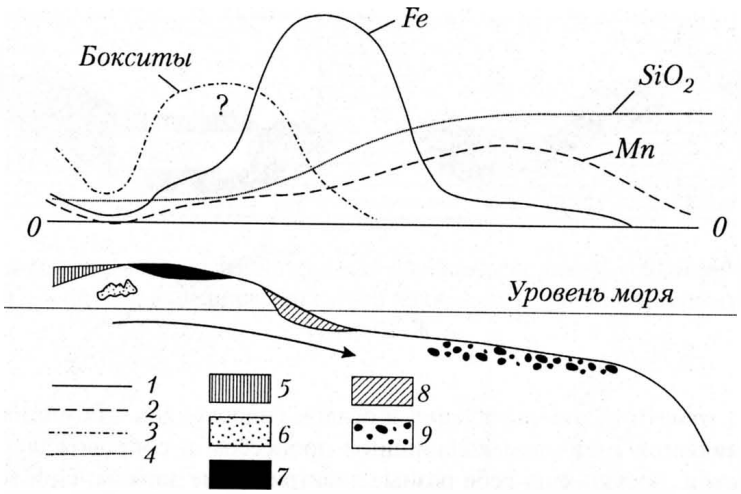


Рис. 9.21. Фациальный профиль железных руд и бокситов [Страхов, 1947]
1 – распределение Fe-руд в различных железорудных фациях; 2 – распределение Mn-руд в различных марганцоворудных фациях; 3 – распределение бокситов; 4 – распределение SiO_2 в различных осадочных фациях; 5 – руды коры выветривания; 6 – руды зоны глубокой циркуляции вадозных вод; 7 – озерные и болотные руды; 8 – сидеритовые руды паралических угленосных бассейнов; 9 – сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа; 10 – осадочно-эффузивные окисные сульфидные и карбонатные руды. Стрелки показывают направление выноса рудообразующих растворов

пределы развития континентальных фаций; мористее располагается область месторождений железа, миграционные свойства которого несомненно превышают миграционные способности алюминия. Наконец, весьма подвижный марганец уходит далеко от источников питания, и марганцерудные осадочные месторождения отчетливо тяготеют к фациям морского шельфа.

Таким образом, на идеализированном литологическом профиле отчетливо вырисовывается рудная геохимическая зональность, типичная для процессов гумидной зоны.

Миграционная способность рудных компонентов месторождений триады хорошо увязывается с их степенью концентрации в рудах (табл. 29).

Действительно, как следует из приведенной таблицы, при формировании бокситовых залежей алюминий накапливается в 3–5 раз по сравнению с кларком, при образовании железных руд степень концентрации железа увеличивается до 6–20 раз, а формирование месторождений отражает накопление марганца, в 166–645 раз превышающее кларк этого металла. Любопытно, что карбонатные разности железных и марганцевых руд всегда несколько уступают в степени концентрации своим гидроксидным аналогам.

Миграционная способность рудных компонентов триады оказывается также тесно связанной с количеством элементов-примесей, присутствующих в руде.

Поведение малых и редких элементов в рудах триады было рассмотрено в работах А.Д. Архангельского и Е.В. Копченовой, Г. Берга, С.И. Бенеславского, В.М. Гольдшмидта, К. Краускопфа, K. Rankama, T. Sahama, В.Н. Холодова, Д. Бардоши, Г.И. Бушинского, A. Tompson, Д.И. Сердюченко, А.Л. Яницкого, К.Ф. Терентьевой, А.С. Жуковой, В.Е. Закруткина, В.А. Тенякова и других исследователей.

Таблица 29. Степень концентрации Al, Fe и Mn в рудах гумидной триады и распределение элементов-примесей

Руды триады	Кларк в стратисфере по А.Б. Ронову [1993], %	Состав руд	Средние содержания рудных компонентов, (Al, Fe, Mn), %	Кларк концентрации	Типичные элементы-примеси
Бокситы	Al – 3,35	Al_2O_3	10,0–15,3	3,0–4,6	Fe, Mn, Ti, Zr, (Hf), Ga, Nb, Ta, Mo, возможно Y и ΣTR, Be, Sr, Sc, In, Cr, V
Железные руды	Fe – 3,06	$Fe_2O_3 H_2O$ Fe_2O_3	2,0–62,0	6,5–20,3	Mn, Al, P, V, As, Mo; в остаточных рудах – Cr, Ni, Sc
		$FeCO_3$	20–25.0	6,5–8,2	Be,Co, Y+ΣTR, Sc
Марганцевые руды	Mn – 0,09	$Mn_2O_3 \cdot H_2O$ $MnO_2 \cdot nH_2O$ $nRO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$	15,0–58,0	166–645	Fe, Al, Ba, Ni, Co, Mo, возможно Tl
		$MnCO_3$	12,0–34,6	134–385	W

Было установлено, что в бокситовых рудах концентрируется наибольшее количество элементов-примесей (см.табл. 29). Здесь, кроме примеси Fe и Mn, постоянно накапливаются хемогенные элементы-гидролизаты (Ga, Ti, Zr, Cr, V и др.); с ними ассоциируются те же элементы, связанные с терригенными минералами (Ti, Zr, Cr, V), а также элементы-примеси в сульфидах и органическом веществе (Cu, Pb, Zn, In, Mo, V, TR, Ge и др.). Небольшая группа элементов ассоциируется с хлоритами (Cr, Ni, Mn, Sc).

Очевидно, что широкий набор примесей в бокситах полигенетичен по своей природе и отражает разнообразные стороны их формирования. В окисных железных рудах ассоциация малых и редких элементов заметно сокращается. В качестве постоянных спутников, кроме мараганца и алюминия, распространены фосфор, ванадий, мышьяк и молибден. В элювиальных железных рудах часто присутствуют элементы материнских изверженных пород – хром, никель и скандий. Наконец, совершенно случайный и пестрый набор элементов-примесей фиксируется в окисных марганцевых рудах. Здесь часто устанавливается присутствие бария, никеля, кобальта и молибдена.

Еще в работах А.Д. Архангельского и Е.В. Копченовой [1935] было показано, что в карбонатных, сидеритовых железных рудах спектр элементов-примесей заметно беднеет. Это хорошо видно в табл. 29, где состав примесей в сидеритах сокращается до Be, Co, TR и Sc.

Аналогичным образом обстоит дело с карбонатами марганца; единственным элементом, который постоянно накапливается в них, является вольфрам.

Конечно, в родохрозитовых рудах различных месторождений иногда появляются невысокие содержания фосфора, никеля, молибдена и других малых элементов, но при ближайшем рассмотрении видно, что эти концентрации случайны и обусловлены побочными геохимическими явлениями.

Докембрийские джеспиллитовые руды Fe и Mn

Развитые преимущественно в докембрии джеспиллиты представляют собой железорудные породы, в которых чередуются между собой слойки или полоски кварцевого или яшмового материала и рудных минералов (магнетит, мартит, гематит, силикаты и карбонаты железа, пирит, минералы марганца); толщина слойков колеблется от 0,1 до 20 мм, причем в некоторых случаях они группируются в циклы. Именно с джеспиллитовыми формациями связаны крупнейшие железорудные месторождения мира [Страхов, 1947; James, 1983; Холодов, Бутузова, 1999; 2001].

Согласно данным Н. Джеймса [James, 1954], среди джеспиллитов по преобладающим рудным минералам выделяются четыре геохимические фации: оксидная (гематит, магнетит), карбонатная (сидерит, анкерит), силикатная (гриналит, стильпномелан, миннесотаит[1] и сульфидная (пирит и др. сульфиды), причем минералогические их отличия были, по-видомому, заложены еще на стадии седиментации, а затем унаследованы в процессах диагенеза, катагенеза и метаморфизма.

Среди джеспиллитовых месторождений, по представлению Г.А. Гросса (Gross, 1965; 1980), различают два типа образований: месторождения типа Алгома и месторождения типа озера Верхнего (США); их сравнительная характеристика приводится в табл. 30.

Следует подчеркнуть, что джеспиллиты типа Алгома постоянно ассоциируются с эффузивами, что совершенно не характерно для отложений типа озера Верхнего. Кроме того, как показано на рис. 9.22, джеспиллитовые скопления типа озера Верхнего локализованы в основании протерозоя, в интервале 2,0–2,5 млрд лет, тогда как джеспиллиты Алгома разбросаны в интервале от времен архея и вплоть до верхнего карбона (месторождения Батерст, Канада и Тайнаф, Ирландия).

Месторождения типа озера Верхнего почти одновременно появляются на всех пяти континентах планеты. В Северной Америке это собственно озеро Верхнее с железистыми кварцитами серий Анимики и Миномини, в Южной Америке – джеспиллиты бассейна Минас-Жераис (Бразилия), в Африке – железистые кварциты Трансвааля (ЮАР), в Евразии – джеспиллиты Курской магнитной аномалии (КМА, Россия) и Кривого Рога (Украина), а также, возможно, железорудные месторождения штатов Бихар, Орисса, Майсур и Мадрас (Индия), в Австралии – бассейн Хаммерсли.

Железорудные бассейны этого типа отличаются огромными размерами. Так, бассейн Хаммерсли (Австралия) занимает площадь в 48 000 км^2, а мощность рудоносной формации в нем достигает 2,5 км. Площадь, занятая КМА (Россия), равняется 120 000 км^2, при мощности рудосодержащей Курской серии в 1-3 км. Криворожский бассейн (Украина) прослежен на площади 2 500 км^2, бассейн Минас-Жераис – на 7 000 км^2, а площадь, занятая южноафриканскими месторождениями, по крайней мере в 2 раза превышает площадь Бушвельдского и приблизительно составляет 130 000 км^2.

---

[1] Гриналит – $(Fe, Mg)_6Si_4O_{10}(OH)_8$; стильпномелан – $H_{0,6}(Mg,Fe^{+2},Fe^{+3})_6{\cdot}(Si,Al)_6{\cdot}(O,OH)_{22}$; миннесотаит – $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Таблица 30. Сравнительная характеристика джеспиллитовых формаций докембрия и связанных с ними железорудных месторождений

Тип джеспиллитовых формаций / Особенности выделенных типов формаций	Тип Алгома	Тип озера Верхнего
Распространение в стратиграфическом разрезе	Преобладают в архее, но распространены в широком стратиграффическом интервале от архея (Мичипикотен, Онтарио, Канада) до кембрия (Джетым-Тау, Киргизия), ордовика (Батерот, Англия) и карбона (Тайнаф, Англия)	Формируют крупные, почти одновозрастные бассейны в стратиграфическом интервале 2,0–2,5 млрд лет, на границе архея и протерозоя (оз. Верхнее, Канада; Минас Жераис, Бразилия; Трансвааль, ЮАР; Кривой Рог, Украина; КМА, Россия; Хаммерсли, Австралия)
Структурное положение	Зеленокаменные пояса кратонов, рифтогенные впадины	Перикратонные бассейны, синклинории, осложненные продольными разломами
Соотношение с эффузивными образованиями	По простиранию джеспиллитовые формации сменяются разнообразными эффузивными толщами	Как правило субсинхронные эффузивы отсутствуют, но встречаются в смежных стратиграфических интервалах
Фациально-минералогические особенности джеспиллитов	Широкое распространение имеют сульфидная (пирит, пирротин) и карбонатная фации (сидерит, анкерит); в меньшей степени развиты оксиды (магнетит, мартит, гематит) и силикаты железа	Преобладают оксиды (магнетит, мартит, гематит), карбонаты (сидерит, анкерит) и силикаты железа; сульфидная фация редуцирована или даже полностью отсутствует
Геохимическая характеристика	Руды джеспиллитовых месторождений чрезвычайно сходны по содержанию породообразующих компонентов и элементов-примесей. Железорудные формации с возрастом 2,3–3,8 млрд лет по положительной аномалии Eu, отношению Eu/Sm и изотопному составу Nd сходны между собой, но отличаются от более молодых джеспилитов	

Изучение строения рудовмещающих толщ различных джеспиллитовых бассейнов показывает, что оно отличается большим сходством; это показано на рис. 9.23. Любопытно, что стратиграфически ниже приведенных разрезов, очень часто залегает мощная толща золотоносных конгломератов; обычно это олигомиктовые кварцевые конгломераты с характерным темным кварц-серицит-хлоритовым цементом.

В цемент включены золото, платиноиды, уранинит с органическим веществом и многочисленные устойчивые минералы россыпей. По определениям П. Рамдора [Ramdohr, 1955; 1958], В.Р. Либенберга [Liebenberg, 1955; 1960], М. Шидловски [Shidlovski, 1966; 1981] и других, в породах присутствуют окатанные зерна пирита и уранинита. Конгломераты заполняют речные врезы и трассируют речные долины.

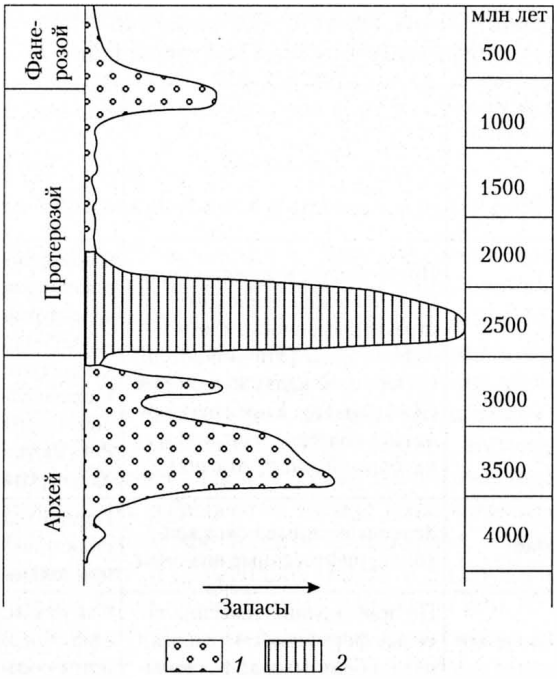


Рис. 9.22. Закономерности распределения джеспиллитов [James, 1983]
1 – тип Алгомы; 2 – тип оз. Верхнего

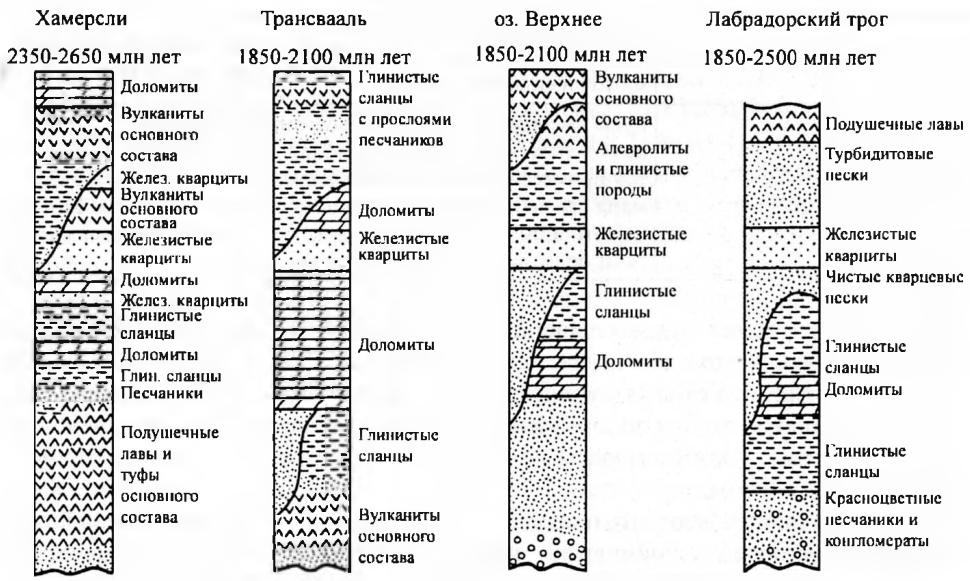


Рис. 9.23. Генерализованные геологические колонки четырех крупных месторождений железистых кварцитов [Менард, 1985]

Золотоносные конгломераты известны в Австралии – Хаммерсли, в Южной Африке – Витватерсранд, в Северной Америке – Блайнд Ривер, в Бразилии – Сьерра Джакобина.

Разрезы отложений, содержащих джеспиллиты, приведенные на рис. 9.23, начинаются с размыва и распространения грубообломочных пород – конгломератов и песчаников. Выше они постепенно переходят в глинистые сланцы и известняки, которые предшествуют образованию железистых кварцитов. В районе Хаммерсли и, отчасти в Трансваале этот цикл прерывается распространением основных вулканитов. Над толщей джеспиллитов, которая является своеобразным маркирующим горизонтом, общность развития нарушается; появляются разнообразные эффузивы, нередко залегающие на подстилающих толщах с угловым несогласием. Местами цикличность нижней части разреза повторяется в микромасштабах.

Хорошим примером крупного железорудного и марганцерудного региона может служить бассейн Трансвааль, связанный с верхней серией протерозойских отложений мульды Ранда (ЮАР); он был детально исследован в работах J. Villiers, А. Дю-Тойта, Н.М. Страхова, H. Whiteside, N.J. Beukes, C.R. Annaeusser, G. Stow, A. Button, A.B. Синицына, H. Gonde, G. Gruenewaldt, M.A. Sharpe, Y.A. Hatton и многих других.

Перикратонная мульда Ранда представляет собой синеклизу, занимающую площадь в 250 500 км^2, вытянутую в субширотном направлении; в центре ее располагается огромный дифференцированный гранитно-габбро-анортозитовый плутон Бушвельда, прорывающий и подминающий протерозойские толщи. Бассейн Ранда выполнен четырьмя последовательно залегающими системами (сериями): Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентердорф и Трансвааль. Они имеют очень сложное строение и огромные мощности. Так, например, мощность серии Трансвааль колеблется от 3000 до 8400 м.

В серии Трансвааль, севернее Бушвельдского массива, в районе железорудного месторождения Табазимби, А. Дю-Тойт [1957] выделил три свиты: Блек-Риф, Доломитовую и Претория. Последняя включает в себя толщи яшм, сланцев, карбонатных пород и мощные джеспиллитовые залежи, содержащие очень богатую железную руду. Геологическое строение этого района показано на рис. 9.24. Благодаря многократному повторению разрезов, смещенных надвигами, джеспиллиты обнажаются на протяжении многих десятков километров. Средняя мощность рудных тел достигает 25–30 м; тогда как максимальная – не превышает 75–80 м. Руды содержат от 35 до 68% железа. Запасы месторождения грандиозны.

Западнее Бушвельдского плутона, в районе Гриквaленда и Бечуаленда, недалеко от гор. Постмасбург, в отложениях свиты Гриквatаун известны крупные марганцевые месторождения возвышенности Гамагара и района Калахари (Хотазел). Генетически они тесно связаны с выветриванием итабиритов – так некоторые исследователи называют чередование слойков доломита и рудных минералов марганца, имеющих текстуру джеспиллитов и парагенетически связанных с этими образованиями [Guild, 1953; Формозова, 1973 и др.].

Геологическое строение одного из таких марганцевых месторождений показано на рис. 9.25. Основная масса марганцерудных тел прослеживается вдоль контакта доломитовой свиты и залегающей на ней с несогласием свиты Гамагара. В подошве этой свиты итабиритовые доломиты окремнены и брекчированы. В брекчии залегают линзовидные тела марганцевых руд, сложенных пиролюзитом, псиломела-

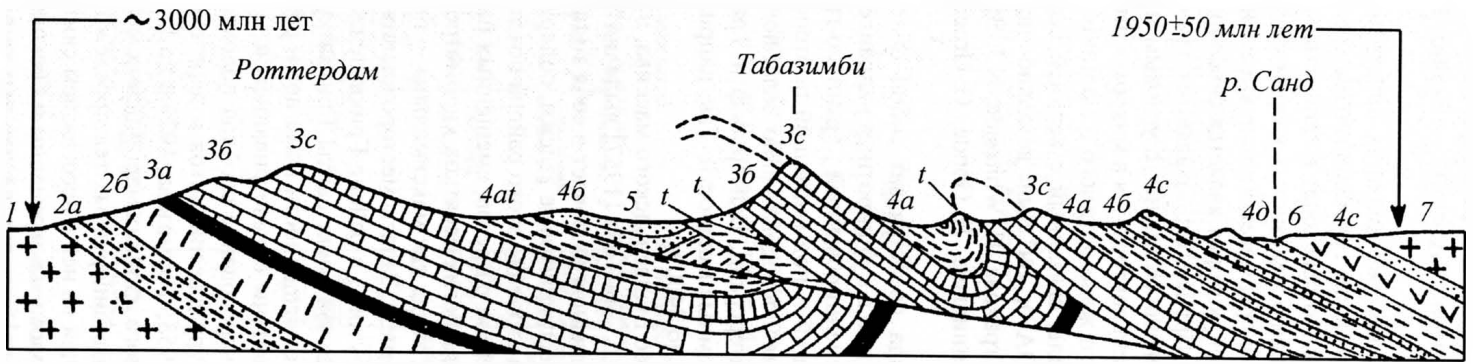


Рис. 9.24. Профиль вдоль северо-западного окончания Бушвельдской мульды; рудник Тавазимби [Дю-Тойт, 1957]

1 – древний гранит; *2а* – породы системы Витватерсранд (кварциты и сланцы); *2б* – породы системы Вентерсдорп (кислые лавы); *3а* – свита Блек-Риф; *3б* – доломиты; *3с* – железистые кварциты; *4а* – сланцы свиты Претория; *4б*, *4с*, *4д* – кварциты свиты Претория; *5* – ватербергские песчаники; *6* – бушвельдский норит; *7* – красный гранит; *t* – поверхности надвигов

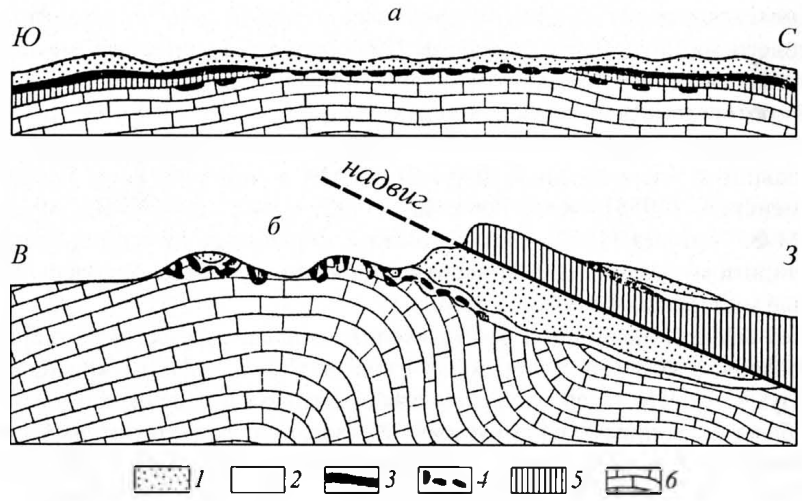


Рис. 9.25. Разрезы возвышенности Гамагара, Южная Африка [Villiers, 1956]
а – продольный разрез; *б* – поперечный разрез средней части возвышенности.
1 – молодые отложения (для *а*), кварциты Гамагара (для *б*); 2 – сланцы; 3 – железные руды; 4 – марганцевые руды на доломитах (для *а*), в сланцах (для *б*); 5 – железистые кварциты; 6 – доломиты

ном, браунитом, гаусманитом и якобситом. Чаще всего они концентрируются вдоль контакта двух свит. Руды содержат 25–40% марганца и очень мало железа.

Происхождение марганцевых месторождений этого типа очевидно; они связаны с вторичным обогащением убогих итабиритовых руд в процессе их закарстования и растворения [Villiers, 1956; Boardman, 1961; 1964]. Здесь следует подчеркнуть, что среди многих карбонатных минералов максимальной растворимостью в виде бикарбоната в бескислородной среде обладает доломит; затем в ряду уменьшения растворимости располагаются кальцит, сидерит и родохрозит [Бетехтин, 1950]. Это означает, что при карстообразовании и растворении карбонатов в остаточном материале будут накапливаться рудные компоненты – сидерит и родохрозит. Вероятно, в изученном месторождении этот процесс особенно сильно проявился во время предгамагарского континентального перерыва.

В послепротерозойское время деятельность кислородсодержащих вадозных вод превратила скопления родохрозитов и сидеритов в гидроксидную марганцевую шляпу, весьма напоминающую по особенностям залегания рудные залежи, изображенные на рис. 9.16.

Сложнее обстоит дело с происхождением исходных итабиритовых руд, широко развитых не только в ЮАР, но и в бассейнах Бразилии, Индии и Австралии [Формозова, 1973] и парагенетически связанных с джеспиллитами типа озера Верхнее. Их генезис несомненно должен исследоваться с учетом более широких геологических данных.

Здесь прежде всего следует подчеркнуть, что по представлениям Ж.В. Грюнера [Gruner, 1946], Х.Л. Джеймса [James, 1954], Д.А. Уайта [White, 1954] и многих других западных минералогов, исследовавших вещественный состав джеспиллитовых формаций озера Верхнего, первичными рудными минералами в них,

по-видимому, являются сидерит, «первичный силикат», а также аморфный кремнезем, содержащий гидроксиды железа. Силикаты типа гриналита, миннесотаита и стильпномелана, по этим данным, возникли позднее в ходе вторичных преобразований протерозойских железорудных формаций.

Сходные выводы были получены российскими и украинскими минералогами, исследовавшими железорудные формации КМА и Кривого Рога. Как показали Н.П. Семененко [1955], Ю.Г. Гершойг [1937; 1940; 1956], В.С. Федорченко [1956], М.С. Точилин [1952; 1956] в составе первичных джеспиллитовых осадков, по-видимому, находились сидериты, гидроксиды железа, опаловое вещество, глинистые минералы, возможно, хлориты.

Во всех случаях парагенезы протоджеспиллитов свидетельствуют о среде осадкообразования, в которой существовал избыток CO_2 и дефицит кислорода. Само собой разумеется, что такая геохимическая обстановка в конечных водоемах стока должна была благоприятствовать также образованию родохрозитовых слойков и вмещающих их толщ доломитов, т.е. формированию итабиритовых формаций.

Как бы то ни было, но в настоящее время не вызывает сомнения, что в рудообразовании докембрия роль карбонатов железа и марганца была весьма велика и равным образом проявилась как в формировании джеспиллитов типа озера Верхнего, так и при возникновении джеспиллитов типа Алгома. Характерно также, что этот процесс протекал на фоне избытка кремнезема, обусловленного, с одной стороны, относительной неустойчивостью силикатов основных пород в процессах углекислого выветривания на суше, а с другой – импульсивными поставками его в результате бурной гидротермально-эффузивной деятельности недр. Формирование джеспиллитовых толщ докембрия тесно связано с эволюцией состава и становлением кислородной атмосферы.

Проблема эволюции атмосферы рассматривалась в работах В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Н.М. Страхова, А.Б. Ронова, А.В. Беркнера, Л. Маршалла, Х.Д. Холленда, М.И. Будыко, А.Л. Яншина, В.И. Виноградова, П. Клауда, А.В. Сочавы, Э.М. Галимова и многих других исследователей. В настоящее время три группы фактов можно положить в основу представлений о становлении кислородной атмосферы: 1) широкое развитие восстановительных фаций в докембрийских толщах архея и появление в более поздних протерозойских отложениях типичных красноцветных формаций [Анатольева, 1978; Холленд, 1989; Синицын, 1990]; 2) находки окатанных зерен уранинита (и пирита) в золотоносных конгломератах, залегающих в основании железорудных скоплений типа озера Верхнего; по последним данным их абсолютный возраст древнее возраста самих конгломератов [Shidlowski, 1966; Rundle, Shelling, 1977; Meddaugh, 1983]; 3) изотопный состав серы, систематическое изучение которого в разрезах, охватывающих временной интервал от 3,7 и до 1,0 млрд лет, выполненное М. Шидловским [Shidlowski, 1981], а также В.И. Виноградовым с соавторами [1976], а позднее – К. Хаттори с соавторами [1985], позволяет утверждать, что становление кислородной атмосферы, близкой к современной, происходило в интервале времени, совпадающим с образованием железорудных формаций типа озера Верхнего. Как следует из рис. 9.26 увеличение разброса значений $\delta^{34}S$ характерно для пород постархейского времени и особенно рельефно проявляется в формациях Мишипикотен, Вумен Ривер и провинции Садбери. Между тем, именно переход от стабильных значений $\delta^{34}S$ к их колебаниям означает, что в про-

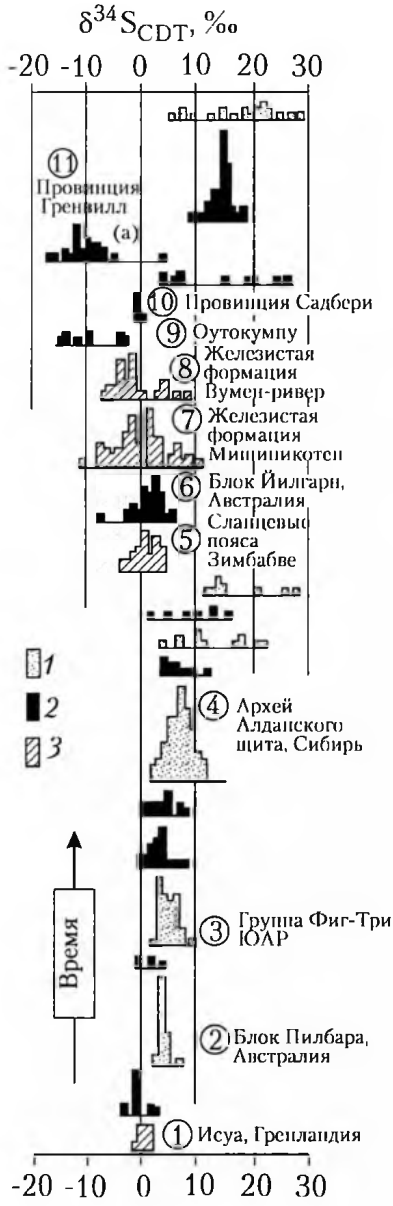


Рис. 9.26. Значения $\delta^{34}S$ в осадочных сульфидах и сульфатах в период между 3,7–1,0 млрд лет [Schidlovski, 1979]

1 – осадочные сульфаты; 2 – осадочные сульфиды; 3 – осадочные сульфиды, ассоциирующиеся с железистыми формациями

цесс включилось окисление сульфидной серы до сульфатной и последующее избирательное извлечение микроорганизмами изотопов легкой серы в условиях полузамкнутых систем, осуществляемое при формировании серии новых сульфидов.

Второй очень важной проблемой генезиса докембрийских железистых кварцитов является определение источников кремния, железа и марганца в палеоводоемах. В ряде предыдущих работ мы подробно рассматривали этот аспект докембрийского рудообразования [Холодов, 1975; 1981; 1993; 1999; Холодов, Бутузова, 2001, 2004а,б].

В результате анализа опубликованного материала было показано:

1. Источником кремнезема в архейских и протерозойских палеоводоемах являлось сочетание углекислого выветривания основных и ультраосновных пород на суше и его активный принос в результате подводной вулканической деятельности.

2. Несомненно связанные с эффузивными процессами джеспиллитовые руды типа Алгома и генетически более сложные джеспиллиты типа озера Верхнего минералогически и геохимически чрезвычайно близки [Gole, Klein, 1981].

3. Для всех докембрийских руд, возраст которых древнее 2,3 млрд лет, типична европиевая аномалия в составе редкоземельных элементов-примесей [Danielson et al., 1992; Bau, Moller, 1993]. Именно такая же европиевая аномалия характерна для современных железорудных океанических образований, связанных с гидротермами [Michard, 1989].

4. Расчет масс-баланса изотопов неодимия позволяет установить, что при формировании железорудной формации Хаммерсли (2,35–2,65 млрд лет) количество рудного материала, поступившего из гидротерм, составляет ~50% [Albert, McCulloch, 1993].

К сказанному следует добавить, что только сочетание осадочного и гидротермального источника способно объяснить колоссальные массы железа в джеспиллитах. Действительно, согласно подсчетам Х. Холленда [1989], в

железистых формациях мира, образовавшихся в интервале 2,5–2,0 млрд лет, заключено примерно $2 \cdot 10^{14}$ т железа.

Если учесть, что современное ежегодное поступление железа в Мировой океан оценивается весьма незначительной величиной $9{,}47 \cdot 10^{8}$ т металла, причем вносится железо в виде силикатной и органоминеральной формы и только $0{,}02 \cdot 10^{8}$ т – в форме растворов [Гордеев, 1983], становится очевидным, что современные условия просто не приложимы к железорудным процессам докембрия.

Действительно, при реконструкции обстановки рудогенеза на суше необходимо учитывать, что водосборы того времени заключали в себе огромное количество железа. Источником его являлись архейские зеленокаменные пояса с их коматиитами, железорудными формациями и основными эффузивами, огромные и резко обогащенные железом плутоны основных и ультраосновных пород, сформировавшиеся во время постархейского тектоно-магматического цикла (Стилуотер, Лорами, США; массив Главного хребта Кольского полуострова; Колар, Джугджур, Россия; Фисканиссет, Гренландия; Великая дайка Зимбабве, Африка и многие другие), широко распространенные на площади архейских материков парагнейсы и кристаллические сланцы, в которых средние содержания железа изменялись от 4,4 до 7,91% [Ронов, 1993]. Даже гранитоиды докембрийского времени содержат около 13674 г/т магнетита, что в 10 раз превышает среднее количество магнетита в гранитоидах фанерозоя [Сидоренко, Ляхович, 1986].

Дефицит кислорода в атмосфере и углекислое выветривание обеспечивали очень полное извлечение двухвалентного железа из материнского субстрата и его активный перенос в конечные водоемы стока. Следует, однако, подчеркнуть, что наряду с растворенным железом в нижнепротерозойские палеоводоемы, так же как и в современные, несомненно поступало железо в виде железной взвеси – в силикатных и карбонатных формах.

Деятельность подводных гидротерм в нижнем протерозое, по-видимому, также была слабо соизмерима с современной. В связи с малой толщиной коры поступление гидротермального железа определялось не циркуляцией вод в базальтах, а непосредственным влиянием мантии, которая, согласно подсчетам А. Рингвуда [1972], в среднем содержит 7,08% Fe, из которых почти 95% находится в двухвалентной форме, способной мигрировать в составе гидротерм. Поступлению гидротермального железа в осадочные бассейны способствовало также резкое усиление магматической дифференциации в верхней мантии, которое имело место в интервале 2,5–3,5 млрд лет и возможный примат вертикальной дифференциации над горизонтальной [Рингвуд, 1972].

Благоприятные условия для возникновения нижнепротерзойской железорудной эпохи определили, в основном, *общепланетарные* факторы; поэтому механизм формирования отдельных железорудных месторождений или бассейнов тоже должен в главном определяться именно глобальными явлениями, хотя и варьировать в зависимости от конкретных обстановок.

К сожалению, степень изученности джеспиллитовых месторождений не позволяет в настоящее время создать достоверные модели их формирования. Так, например, трудно согласиться с ультраактуалистической схемой рудогенеза, разработанной Х. Борхертом [Borchert, 1952; 1960], Х.Д. Холлендом [Holland, 1973; Холленд, 1989] и Дж.И. Древером [Drever, 1974], в основе которой в качестве главного источника железа называются воды Мирового океана, а сам механизм рудо-

образования сводится к деятельности апвеллингов, поставляющих железо из зоны восстановления и больших глубин в зону окисления, на мелководье. Эта модель несомненно противоречит существованию обратной геохимической зональности Н.М. Страхова–Н.А. Плаксенко [Холодов, Бутузова, 2004б], не объясняет широкое распространение карбонатных фаций в джеспиллитах типа оз. Верхнего, не совмещается с мелководностью платформенных морей, в которых иногда шло накопление железисто-кремнистых толщ (Хаммерсли, Австралия) и не подтверждается присутствием Fe и SiO_2 в прибрежных зонах современных апвеллингов.

Создание современных моделей джеспиллитового рудообразования – дело будущего, и оно должно, на наш взгляд, опираться на более широкий набор эмпирических данных, системно характеризующих отдельные месторождения. При этом нельзя не учитывать особенности формирования джеспиллитовых скоплений в рифтогенных и платформенных палеоводоемах, особенности первичного распределения органического вещества, интенсивность микробиологической деятельности в илах, возможное влияние эвапоритового процесса на формирование минералов железа, вероятность микробиологического осаждения различных форм железа и множество других факторов концентрации рудных компонентов.

К геохимии элементов-примесей в джеспиллитовых формациях

Выше было отмечено, что фанерозойские оолитовые гидроксидные железные руды постоянно содержат повышенные количества фосфора, ванадия и мышьяка.

Поведение фосфора в докембрийских джеспиллитовых рудах было рассмотрено в работах Н.М. Страхова [1947], В.Н. Холодова, Г.Ю. Бутузовой [2001]; по данным многочисленных западных исследователей, была составлена диаграмма, изображенная на рис. 9.27.

Оказалось, что подавляющее большинство докембрийских железистых кварцитов содержит весьма небольшое количество фосфора, редко превышающее 0,2%. Среднее содержание P_2O_5 в них равно 0,21% или 0,09% фосфора. Напомним, что в фанерозойских рудах количество P_2O_5 колеблется от 0,5 до 2–3%, иногда достигая 49%.

Дефицит фосфора в докембрийских рудах совпадает с дефицитом ванадия и мышьяка. Так, например, в оолитовых гидроксидно-хлоритовых рудах фанерозоя содержание ванадия колеблется от 0,03 до 0,2%, в 2–15 раз превышая его кларк [Холодов, 1968; 1973]. В железистых кварцитах КМА и озера Верхнего (США), по данным В.М. Григорьева и Г.С. Момджи [1966], а также М. Гоула и К. Клейна [Gole, Klain, 1981], содержание ванадия едва достигает 0,004–0,005%. В джеспиллитах Кривого Рога его количество уменьшается до 0,0006–0,0008% [Ганзеев и др., 1977].

Аналогичным образом ведет себя мышьяк. Еще В.М. Гольдшмидт и К. Петерс [1938] отметили, что в фанерозойских оолитовых железняках содержание As_2O_3 колеблется в пределах 0,01–0,1%, тогда как в докембрийских железистых кварцитах озера Верхнего (месторождения Чемпион, Маркетт, Рейнж, Негони) его присутствиz обнаружено не было.

Таким образом, концентрации ванадия, фосфора и мышьяка для докембрийских железных руд оказались не характерны.

Широкие геохимические исследования джеспиллитов, проведенные в США и в России, позволили проследить в них поведение более 40 химических элементов [Gole, Klain, 1981; Ганзеев и др., 1977; Григорьев, Момджи, 1966; James, 1966; Краускопф, 1958; Плаксенко, 1966 и др.]; результаты обобщены на графиках рис. 9.28. Слева показано поведение химических элементов в джеспиллитах озера

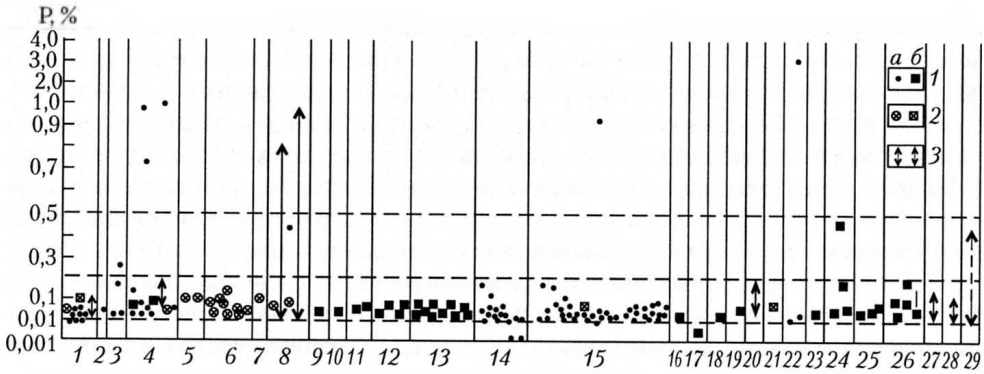


Рис. 9.27. Содержания фосфора в докембрийских рудах джеспиллитового типа по [Страхов, 1947] с дополнениями

1 – единичные пробы; 2 – средние пробы; 3 – пределы колебаний (а – данные Н.М. Страхова [1947], б – новые данные).

1–13 – месторождения оз. Верхнего (США): *1* – Бивабик, *2* – Гунфлинт, *3* – Анимики, *4* – Айронвуд, *5* – Негани, *6* – Судан, *7* – Элен, *8* – окрестности оз. Верхнего, *9* – Кайюна, *10* – Ривертон, *11* – Блэк Хилс, *12* – Вайоминг, *13* – Монтана; *14* – Маньчжурия; *15* – Кривой Рог и КМА; *16–20* – Южная Африка: *16* – Южная Родезия, *17* – Барбертон, *18* – Мессина, *19* – Куруман, *20* – Нама-Трансвааль; *21* – Экваториальная Африка (Белинга); *22–26* – Южная Америка: *22* – данные Н.М. Страхова, *23* – Нова Лима, *24* – Итабира, *25* – Агуас-Кларас, *26* – Серра-дус-Карата; *27* – Индия (Мадрас); *28* – Канада (Алгома); *29* – Австралия (Хаммерсли)

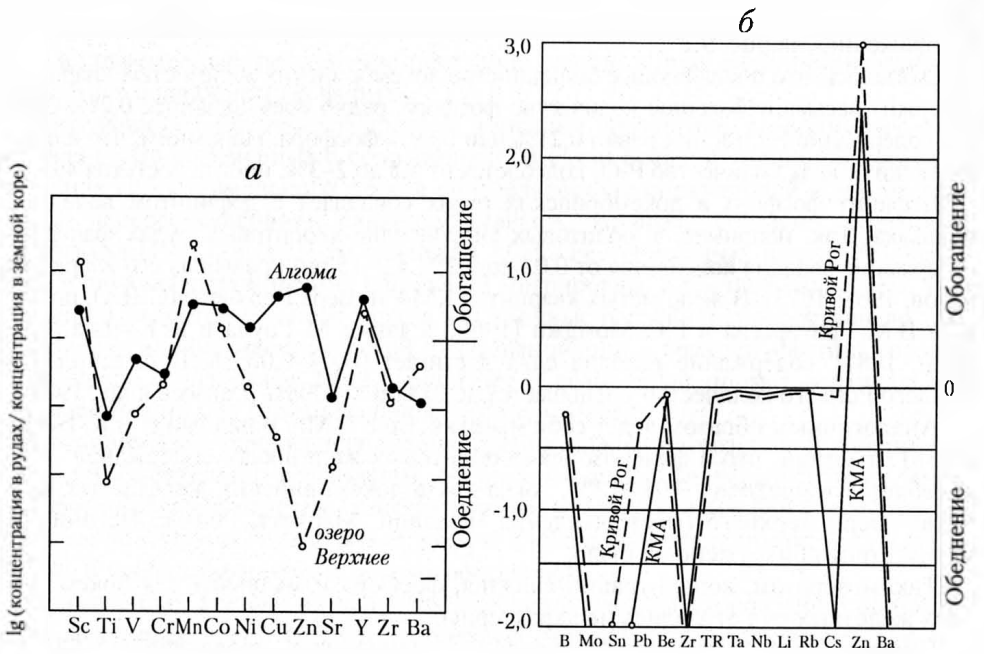


Рис. 9.28. Содержания химических элементов в джеспиллитах, приведенные к их средним содержаниям в земной коре

а – джеспиллиты Канады [Менард, 1985]; *б* – джеспиллиты Кривого Рога (Украина) и КМА (Россия)

Верхнего, справа – в железистых кварцитах КМА и Кривого Рога. Рассмотрение графиков убеждает в том, что железистые кварциты этих трех крупнейших протерозойских бассейнов, как правило, резко *обеднены* большинством элементов-примесей. Исключение из этого правила составляют Sc и Y в отложениях озера Верхнего и Zn – в КМА и Кривом Роге.

Интересно, что Sc+Y+Ln (лантаноиды) входят в группу редкоземельных элементов, которую в последнее время многие геохимики использовали как индикатор гидротермально-вулканогенных процессов. Как было показано выше, европиевая аномалия лантаноидов характерна для осадков современных океанских гидротерм и хорошо прослеживается в джеспиллитах древнее 2,3 млрд лет, что подчеркивает несомненное участие в их образовании вулканических процессов.

Как было показано в работе В.М. Григорьева и Г.С. Момжи [1966], в железных рудах КМА обнаружены также концентрации германия, бария и стронция, причем количества Ge в 2–4 раза превышают его кларк. Конечно, на данной стадии изучения геохимии докембрийских джеспиллитов совершенно не ясно, в какой мере концентрации германия типичны для всех железных руд типа озера Верхнего, но вся совокупность данных по геохимии элементов-примесей позволяет утверждать: 1) среди самых ранних, изначальных, форм накопления железа в джеспиллитовых толщах, по-видимому, преобладали карбонаты, и это отразилось в региональном обеднении ассоциации элементов-примесей в рудах; 2) одним из источников железа и марганца в железисто-марганцевых отложениях типа озера Верхнего, была вулканогенно-гидротермальная деятельность, благодаря чему в железистых кварцитах возникала аномалия европия и концентрировались такие индикаторные элементы, как германий, стронций, барий и, возможно, бор.

В заключение раздела стоит остановиться еще на одной особенности джеспиллитовых толщ. Как хорошо показали А.А. Ганзеев с соавторами [1977], железистые кварциты и рудовмещающие отложения резко различаются между собой по содержанию элементов-примесей; это хорошо видно в табл. 31.

Таблица 31. Распределение элементов-примесей в рудных железистых кварцитах КМА и рудовмещающих породах

Руды и породы	Содержание химических элементов, 10^{-4} %														
	B	Mo	Sn	Pb	Be	Zr	ΣTR	Ta	Nb	Li	Rb	Cs	Zn	Ba	F
Магнетитовые и магнетит-рибекитовые руды (6)	20,5	сл.	3	сл.	0,2	сл.	35	0,25	17	4,5	18	сл.	220	сл.	420
Биотитовые и амфиболитовые безрудные сланцы (4)	220	2	7	31	–	37	30	1,9	2,7	35	246	9,6	270	700	–

Примечание. В скобках – число исследованных проб; прочерк – элемент не обнаружен.

Очевидно, что главными носителями элементов-примесей в железорудных формациях являются не сами руды, а рудосодержащие породы. С этим хорошо гармонирует то обстоятельство, что во многих джеспиллитовых отложениях распространены углеродисто-кремнистые толщи, содержащие повышенные количества фосфора, титана, ванадия и разнообразных сульфидов. К числу таких металлоносных членов джеспиллитовых толщ относятся свиты Ривертон и Троммельд в протерозое озера Верхнего (США) и тимской свиты в верхней части оскольской серии КМА [James et al., 1968; Tayler et al., 1952; Формозова, 1973; Созинов и др., 1979; 1988].

Литература

Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 262 с.

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 188 с.

Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис // Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 15–62.

Архангельский А.Д., Копченова Е.В. К познанию химического состава железных руд СССР. М.: ОНТИ, 1935. С. 262–268.

Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 314 с.

Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 464 с.

Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд геол. 1946. Т. 21. № 3. С. 65–80.

Бушинский Г.И. Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 89 с.

Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепрово-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 240 с.

Бушинский Г.И. Титан в осадочном процессе // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 197–217.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1971. 266 с.

Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: ГИГЛ, 1950. 759 с.

Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца. В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Наука, 1974. С. 112–171.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. 1962. № 7. С. 552–585.

Виноградов В.И., Раймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.

Ганзеев А.А., Соболев С.Ф., Бельков В.И. Редкие элементы в крупных промышленных месторождениях докембрийских железистых кварцитах. В кн.: Редкие элементы: сырье и экономика. Кн. 13. 1977. С. 15–23.

Гершойг Ю.Г. Детализация стратиграфической схемы Криворожья // Проблемы советской геологии. 1937. Т. VII. № 4. С. 35–42.

Гершойг Ю.Г. Фазы петрогенеза в кристаллических сланцах Криворожья // Советская геология. 1940. № 37. С. 24–38.

Гершойг Ю.Г. Процессы минералообразования в первично-осадочных породах Кривого Рога. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 160–173.

Гиммельфарб Б.М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений СССР. В кн.: Геология месторождений горнохимического сырья. М.: ГОНТИ, 1959. С. 7–79.

Гольдшмидт В.М., Петерс К. К геохимии германия. В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ НКТП, 1938. С. 144–163.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Григорьев В.М., Момджи Г.С. Редкие элементы в железных рудах. В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 29. М.: Недра, 1966. 67 с.

Гурвич С.И. Закономерности размещения редкометальных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978. 228 с.

Думанский А.В. Учение о коллоидах. М.-Л.: Госхимиздат, 1948. 362 с.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 490 с.

Зарицкий П.В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Изд-во ХГУ, 1985. 175 с.

Зонтов Н. Сырьевая база в капиталистических странах // Атомная энергия.1959. № 5. С. 20–42.

Казаков А.В. Фосфатные фации. I. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений // Труды НИУИФ. Вып. 145. 1939. 108 с.

Кауричев И.С. О формах железа в верховодке почв дерново-подзолистой зоны // Докл. ТСХА. 1957. Вып. 31. С. 219–223.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 323 с.

Ковалев В.А., Генералова В.А. Геохимические особенности миграции железа в современных торфяниках Белоруссии // Геохимия. 1969. № 2. С. 210–220.

Коротков А.И., Ходина В.А. К вопросу о формировании химического состава железистых вод. В кн.: Зональность подземных вод платформ и горно-складчатых областей. Л.: Наука, 1981. С. 166–169.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1958. С. 375–426.

Лисицына Н.А., Пастухова М.В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 238–249.

Литвиненко А.У. К минералогии биоморфоз в связи с генезисом гипергенных керченских железных руд. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 174–189.

Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкреции и конкреционный анализ. В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов. Львов: Наука, 1968. С. 2–32.

Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза. В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 5–18.

Меро Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.

Менард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 354 с.

Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 48–72.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 142 с.

Патык-Кара Н.Г. Основы промышленной классификации россыпных месторождений. В кн.: Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. С. 49– 58.

Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Бардеева Е.Г. К истории формирования титано-цирконовых песков месторождения Центрального в Европейской части России // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 585–601.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

Петелин В.П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана // Океанология. 1964. Т. 4. № 6. С. 1052–1058.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Воронежское изд-во, 1966. 240 с.

Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7–27.

Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 143 с.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.

Семененко Н.Н. Железисто-кремнисто-сланцевые вулканогенные формации, их типы и генезис. В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев: Изд-во Укр. АН ССР, 1955. С. 24–68.

Сидоренко А.В., Ляхович В.В. Акцессорные минералы докембрийских гранитоидов. В кн.: Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 3–35.

Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 492 с.

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Дерягин А.А. О металлоносности углеродистых формаций докембрия. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. С. 206–216.

Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 144 с.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования // Труды ИГН АН СССР. Вып. 71. 1947. 267 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцерудного процесса // Труды ГИН АН СССР. Вып. 185. 1968. 496 с.

Точилин М.С. Реликтовые признаки в магнетитовых кварцитах КМА и их генетическая интерпретация. Минералогический сборник Львовского об-ва при Львовском ун-те, 1952. № 6. С. 33–64.

Точилин М.С. К геохимии аутигенных сидеритов. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3-4. Труды Львовского Госуниверситета, 1956. С. 203–217.

Успенский В.А. Об органическом веществе диктионемовых сланцев // Химия твердого топлива. Вып. 1. Т. IX. 1938. С. 7–17.

Федорченко В.С. «Осадочные» сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в оброазовании железистых пород и некоторых типов богатых руд // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 12. С. 69–82.

Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 20. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 446 с.

Формозова Л.Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии // Труды ГИН АН СССР. Вып. 70. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 286 с.

Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция // Труды ГИН АН СССР. Вып. 250. 1973. 172 с.

Хаттори К., Кэмпбелл Ф.А., Кроуз Х.Р. Распространение изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834– 849.

Херасков Н.П., Потемкин К.В., Спицын А.И. К вопросу о закономерности образования редкометальных россыпных месторождений. В кн.: Вопросы накопления и

распределения тяжелых металлов в прибрежно-морских песках. Рига: Изд-во Ин-та геол. Латв. ССР, 1960. С. 32–62.

Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 551 с.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия // Труды ГИН АН СССР. Вып. 251. М.: Наука, 1973. 251 с.

Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.

Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли. В кн.: Литология на новом этапе развития геол. знаний. М.: Наука, 1981. С. 78–91.

Холодов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли. В кн.: Проблемы доантропогеновой эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 123–167.

Холодов В.Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 563–577.

Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999. № 1. С. 58–71.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Фосфор в гидротермальном процессе // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 227–244.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–353.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритосодержащих месторождений // Литология и полез. ископаемые. $2004_а$. № 5. С. 454–475.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 2. Общие вопросы фанерозойского и докембрийского железорудного процесса // Литология и полез. ископаемые. $2004_б$. № 6. С. 563–585.

Чухров Ф.В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 3. С. 24–38.

Чухров Ф.В. К минералогии фитоморфоз и ископаемых костей // Труды Института геол. наук АН СССР. Вып. 10. Минер.-геол. серия (2), 1940. С. 82–104.

Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 670 с.

Шамрай И.А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4. Львов: ЛГУ, 1956. С. 121–132.

Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.

Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.

Шило Н.А. Учение о россыпях. М.: Изд-во АГН, 2000. 432 с.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 189 с.

Albert Ch., McCulloch H. Rare earth elements and neodymum isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shals from Hammerslly, Western Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta.1993. V. 57. P. 187–204.

Bardosse S., Bardosse S.J. Contributions to the Geochemistry of Titanium // Acta geologia. T. 2, Fask. 3,4. Budapest. 1954. P. 32–68.

Bau M., Moller P. Rare element systematics of the chemicalle precipitated in early Precambrian iron formations and evolution of the terrestial atmosphere-hydrosphere-litosphere system // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 2239–2249.

Borchert H. Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerlasgerstatten // Chemie der Erde. 1952. V. 16. P. 49–74.

Borchert H. Genesis of marine sedimentary iron oress // Trans. Inst. Mining Metal. 1960. V. 69. P. B261–B279. Discussion. P. 530–B535.

Boardman L.G. Manganese in the Union of South Africa. 7th Commonwealth Min. Metall. Congr. 1961. V. 1. P. 201–206.

Boardman L.G. Fusther Geological data on the Postmasburg and Kuruman manganese ore deposits, Northern Cape Province // The Geology of Some Ore Deposits of Southern Africa. 1964. V. 2. P. 415–440.

Crerar D.A., Cormick R.K., Barnes H.L. Organic on the sedimentary geochemistry of manganese // Acta Mineral. Petrogr. 1972. V. 20.P. 217–236.

Danielson A., Moller P., Dulski P. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of oceanic crust // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 52–89.

Drever J.J. Geochemical model for the origin of Precambrian banded iron formatiobs // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 85. P. 1099–1106.

Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. London: Thechn. Press., 1932. 213 p.

Gole M.J., Klein C. Banded iron-formation trough much of Precambrian time // Journ Geology. 1985. V. 89. P. 169–183.

Gordon M.J., Traccy J., Ellis M.W. Geology of the Arkansas Bauxite Region // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1958. V. 299. 268 p.

Gross G.A. Geology of iron deposits in Canada // Geol. Surv. Canada. 1965. V. 1. 181 p.

Gross G.A. A classification of iron formation based on the depositional environments // Canad. Mineral. 1980. V. 18. N 2. P. 215–232.

Gruner L.W. Biwabik iron formation // Economic Geology. 1922. V. 17. P. 33–42.

Gruner J.W. The mineralogy and geology of the faconites and iron ores of the Mesabi range, Mibbesota. St. Paul. Minn. Iron Range Resources and Rehabil. Comm. and Minnesota Geol Surv., 1946. 127 p.

Guild P.W. Iron deposits of the Congonhas district, Minas-Gerais, Brazil // Tcjn. Geology. 1953. V. 48. N 8. P. 36–48.

Holland H.D. The oceans: a possible source of iron formations // Economic Geology. 1973. V. 68. P. 1169–1172.

Holland H.L. The chemistry of the Atmosphere and Oceans. New York: Wiley and Sans Publ., 1978. 595 p.

James H.L. Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geology. 1954. V. 49. P. 235–393.

James H.L. Chemistry of the Iron-Rich Sedimentary Rocks. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1966. 140-W. 61 p.

James H.L. Distribution of banded iron formations in space and time. In: Iron formation-facts and problems. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Elsevier, 1983. P. 470–491.

James H.L., Dutton C.E., Pettijohn F.J., Wier K.L. Geology and ore deposits of the Iron-River-Crystall-Falls district. Iron Connty, Michigan. Geol. Surv. Prof. Paper. 1968. 570 p.

Kukuk P. Geologie des Niederrheinischen – Westfalischen steinkohlengebietes, Texband, 1938. 230 s.

Kukuk P. Die Westfalischen Steinkohlleken. 1939. 38 s.

Liebenberg W.R. The jccurance and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, the Wentersdorf Contact Reef and Black Reef // Trans. Geol. Soc. South. Afr. 1955. V. 58. P. 101–254.

Liebenberg W.R. On the jrigin of uranium, gold and osmiridium in the conglomerates of the Witwatersrand Goldfields // Neus Jahrb. Mineral. 1960. V. 94. P. 831–967.

Meddaugh W.S. Age and origin of uraninite in the Elliot Lake Ontario uranium ores // Ph. D. diss. Yarvard Univ., 1983. P. 29–45.

Michard A. Rare earth elements systematics in hydrothermal fluids // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 3. P. 754–751.

Penrose R. Manganese, its uses, ores and deposits // Geol. Surv. Of Arkansas. Ann. Rep. 1891. V. 1. P. 11–58.

Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrandes in Sudafrika und ihre genetiche Bedeuting. // Chem. Geol. 1955. № 5. P. 55–72.

Ramdohr P. New observation on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance // Trans. Geol. Soc. South. Afr. 1958. V. 61. P. 3–50.

Rundle C.C., Snelling N.J. The geochronology uraniferous minerals in the Witwatersrand Triad: An interpretation of new and existing uranium-bad date on rocks and mineral from the Dominion Reef, Witwatersrand and Wentersdorp supergroups // Phil. Trans. R. Soc. London. 1977. V. A286. P. 567–583.

Schidlowski M. Beitrage zur Kenntnis der radioaktiven Bestandteile der Witwatersrand-Konglomerate: 1. Uranpecherz in den Konglomeraten dea Oranje-Freistaat-Goldfeldes // N. Jh. Mineral. Abh. 1966. V. 105. P. 183–202.

Schidlowski M. Uraniferous constitutions of the Witwatersrand Conglomerates: Ore-microscopic observations and implications for the Witwatersrand metallogeny. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1981. № 1161. 89 p.

Taylor J.H., Davies W., Dixie R.J. The petrology of the British Mesozoic ironstones and its hearing on the problems of benefication // 19th Intern. Geol. Congr. Symposium sur la Gesiments de Fer du Monde. 1952. V. 2. P. 453–466.

Villiers J. The manganese deposits of the Union of South Africa // Symposium sobre yacimentos de manganese (XX Congr. Geol. Intern.). 1956. V. 2. P. 15–60.

White D.A. The stratigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota // Minnesota Geol. Survey Bull. 1954. V. 38. N 92. P. 44–92.

ГЛАВА 10
ГЕОХИМИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Угленосные отложения или угленосные формации обычно представляют собой толщу морских, лагунных или озерно-болотных алевролитов, песчаников, глин и карбонатных пород, в которую включены пласты угля. Уголь – это твердая горючая порода, образовавшаяся из растительного материала и содержащая не менее 50% органической массы.

Составные части углей

В составе углей четко отражается их растительное происхождение; обычно они слагаются форменными элементами, ингредиентами и основной массой, чаще всего играющей роль цементирующего материала.

Форменные элементы обычно представляют собой более или менее сохранившиеся остатки растительности, а также остатки животных и тела невыясненной природы. Среди них особенно распространены споры, пыльца, кутикула и растительные ткани, водоросли и остатки организмов.

Споры – одноклеточные образования, характерные для низших растений, размножающихся спорами (мхи, плауновые, хвощи, папоротники). Они подразделяются на мужские и женские, и обычно хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Размеры их колеблются от 0,1 до 0,2 мм. Как показала С.Н. Наумова [1939], размеры спор зависят от возраста: в палеофите размеры их составляли 50–70 мк в диаметре, в мезофите – 40–50 мк и в кайнофите – 20–40 мк. Форма этих образований показана на рис. 10.1. Преобладают округлые, иногда тетраэдрические формы в продольном сечении и лепешковидные – в поперечном. Типичны так называемые щели разверзания, образующие звездоподобные трещины в центре спор. Три-четыре споры объединяются в спорангии.

Пыльца является аналогом спор, но типичным для высших, покрытосеменных растений (деревья, кустарники, полукустарники и травы – от буков и платанов и до злаков и осок). Она также имеет округлую форму в продольном сечении и чечевицеобразную – в поперечном (рис. 10.2): по размерам пыльца близка к спорам. Так же как и споры, пыльца окрашена в коричневато-желтый и желтый цвет.

Кутикула представляет собой растительную ткань клетчатого строения; чаще всего это реликты наружных слоев листьев и побегов, сохранившие все детали их строения, вплоть до канальцев, регулирующих водоотдачу растений (рис. 10.3). Кутикула обычно состоит из кутина – очень стойкого органического вещества, окрашенного в желтую или темно-серую окраску, что видно под микроскопом.

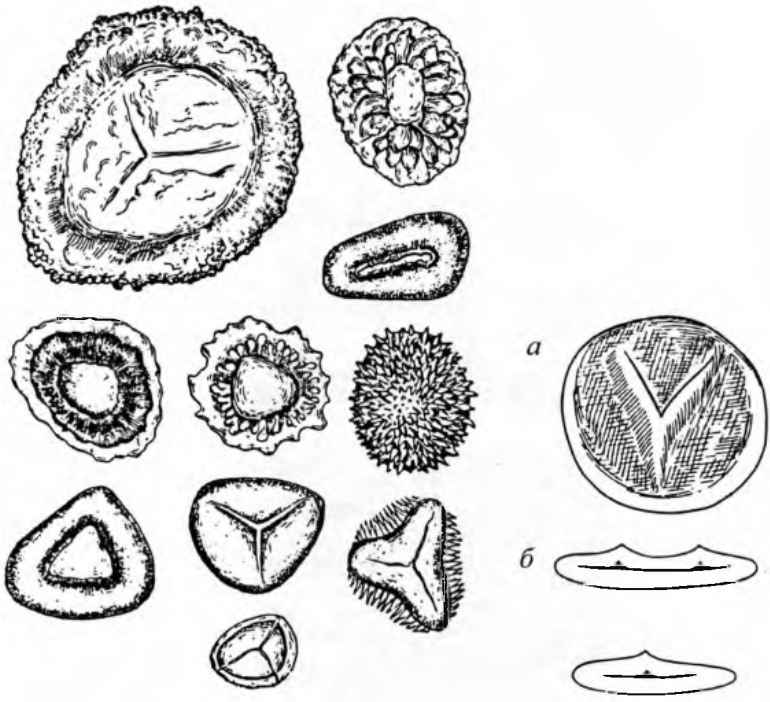


Рис. 10.1. Споры из продуктов мацерации
а – схематическое изображение споры в плане; *б – в* разрезе [Жемчужников, 1934]

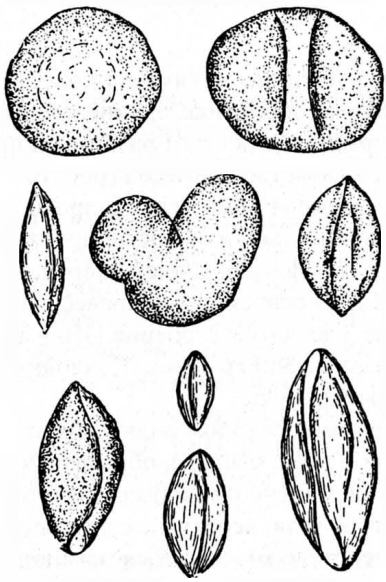


Рис. 10.2. Пыльца из продуктов мацерации [Жемчужников, 1934]

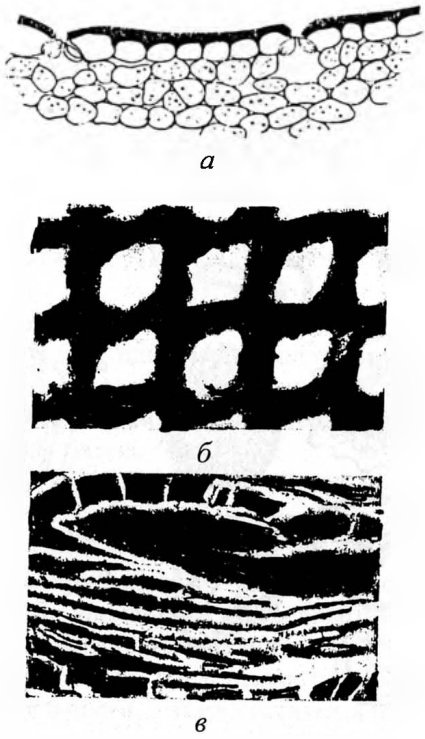


Рис. 10.3. Кутикула [Жемчужников, 1934]
а – в разрезе; *б* – в плане, ув. 24 (Подмосковный бассейн); *в* – под микроскопом в проходящем свете, ув. 120 (Атюсское месторождение)

Водоросли являются низшими растениями и образуют колонии множества видов – зеленые, красные, бурые, диатомовые, синезеленые и другие. Они живут в морях, озерах и реках; формируют остатки разного габитуса и размеров и очень часто встречаются в углях в качестве примесей (рис. 10.4).

Наряду с форменными элементами в углях широко распространены ***ингредиенты***, т.е. образования, полностью или частично утратившие свое первичное строение. К их числу относятся фюзен, ксилен, дюрен, кларен и витрен.

Фюзен («мягкий») похож на современный древесный уголь. Он мягок, пачкает руки и имеет характерное клетчатое строение. Иногда клетки деформируются или заполняются аутигенными минералами. Ксиловитрен или ксилен является измененной разновидностью фюзена.

Дюрен («твердый»). Под микроскопом видно, что он состоит из многочисленных форменных элементов – спор, пыльцы, обрывков кутикулы и других определимых компонентов; они сцементированы бесструктурной органической массой. Образует пласты полосчатого угля, чередуясь с витреном, фюзеном и клареном.

Кларен («ясный», «блестящий») слагается компонентами угля, имеющими высокую отражательную способность, но под микроскопом в его составе можно различить определимые форменные элементы.

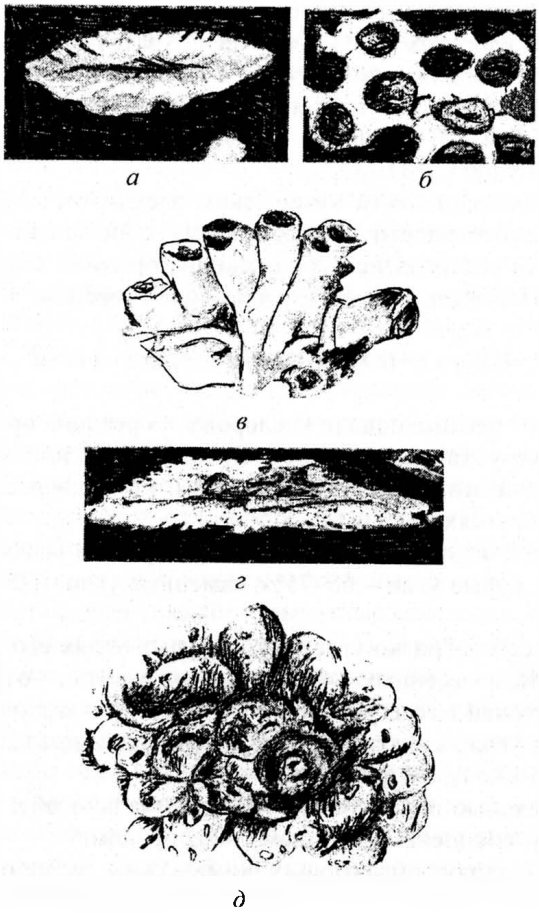


Рис. 10.4. Схематические зарисовки водорослей [Жемчужников, 1934]
а – Pila; *б* – Pediastrites; *в* – Cladiscothallus; *г* – Pastillus; *д* – Gloeocapsomorpha

Витрен («стекловатый») внешне блестящий ингредиент, не содержащий форменных элементов. Имеет очень высокую отражательную способность и встречается обычно в виде линз и прослоев среди других ингредиентов. Часто разбит трещинами, заполненными вторичной минерализацией.

Основная масса углей представляет то органогенное вещество, которое цементирует форменные элементы или ингредиенты. По степени прозрачности она подразделяется на прозрачную и непрозрачную. Прозрачная основная масса окрашена в желтые, оранжевые и бурые тона, непрозрачная – в черный цвет. Между этими двумя разновидностями наблюдаются все возможные переходы.

Химический и минеральный состав углей

Исследование физических свойств различных углей (цвет, черта, излом, структура, отдельность, удельный вес, твердость, хрупкость, вязкость и др.) по-

зволило выделить среди них три группы – бурые угли, каменные и антрациты. Элементный состав этих трех групп существенно различается между собой.

Главными компонентами углей являются углерод, кислород, водород и азот, причем азот в энергетических углях является балластной частью. При коксовании он дает аммиак. С.М. Григорьев [1954] предложил состав углей выразить эмпирической формулой $C_{100}H_{144}O_{63,6}$.

Углерод является важнейшим химическим элементом углей. Его первичная аккумуляция в растительности осуществляется с помощью фотосинтеза. Вся дальнейшая история углерода при образовании торфяной массы и превращении ее в угли высокого качества определяется реакцией горения:

$$C_6H_{12}O_6+6O_2=6CO_2+6H_2O+\text{тепло в ккал.}$$

В зависимости от режима подачи кислорода эта реакция предельно ослабевает (тление) либо резко усиливается (горение), но она так или иначе способствует процессу обуглероживания растительной массы, т.е. относительного накопления углерода в торфах и углях.

В целом можно считать, что содержание углерода в углях колеблется в следующих пределах: бурые угли – 65–75%; каменные угли – 75–90%; антрациты – 90–97,5%.

Водород ведет себя обратно углероду. В бурых углях его содержание колеблется от 4,5 до 6,0%, в каменных – 4,0–4,5%, в антрацитах – от 4,0 до 1%.

Кислород в горючей массе угля концентрируется в количестве от 1 до 35%. При этом в бурых углях его содержание колеблется в пределах 17,5–35%, в каменных – от 3,5 до 17,5%, а в антрацитах – от 1 до 3,5%.

Приведенные данные показывают, что максимально обуглероженные антрациты, по-существу, обеднены водородом и кислородом.

Кроме главных породообразующих химических элементов угли содержат большое количество газообразных компонентов. Среди распространенных газов в углях выделяются метан, углекислый газ, азот, сероводород, водород, тяжелые углеводороды, редкие газы.

Метан составляет от 60 до 98% от общего количества всех газов; он именуется болотным газом и образуется в процессе метаморфизма угольных пластов, причем было установлено, что одна тонна растительного материала способна генерировать 465 $м^3$ этого газа [Черноусов, 1962]. Образуя с воздухом взрывчатую смесь, он является причиной ужасных катастроф в горных выработках угольных месторождений.

Углекислый газ занимает более 25% объема газов углей. Он является естественным продуктом окисления углей, возникает при тлении и горении и в отличие от метана легко растворяется в болотных, подземных и рудничных водах. Углекислота активно влияет на разложение силикатов и алюмосиликатов вмещающих пород и способна вызывать растворение и осаждение карбонатов, активно воздействуя на карбонатные равновесия. Именно в результате воздействия CO_2 на вмещающие уголь породы в них образуются многочисленные карбонатные конкреции ($CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$, $FeCO_3$), а также тонштейны и каолинитовые прослои.

Сероводород обычно получает широкое распространение в тех случаях, когда углеобразование связано с прибрежно-морским осадконакоплением, а торфонакопление осуществляется с участием сульфатных и хлоридных вод. Он обладает

характерным запахом, хорошо горит и при 6% в воздухе образует взрывчатую смесь. При содержании 0,02% он вызывает раздражение слизистой оболочки, а при 0,1–0,15% – смертелен. Газ хорошо растворяется в водах и, соединяясь с железом, образует сульфидные конкреции.

Тяжелые углеводородные газы (этан и пропан) иногда встречаются в угленосных толщах. Из *редких газов* наиболее типичен аргон.

Угольные пласты различных угленосных бассейнов содержат многочисленные и многообразные включения; среди них выделяются различные конкреции, а также фито- зооморфозы, гальки и обломки магматических, эффузивных и осадочных пород.

Карбонатные конкреции в углях были описаны в работах У.Х. Твенхофела, П. Кукука, М.Д. Залесского, П.В. Зарицкого, А.В. Македонова, С.И. Малинина, Ю.А. Пряхиной, А.Н. Волковой, Т.Н. Кременецкой и многих других. Среди этих образований особое внимание уделялось «угольным почкам» – сидеритовым стяжениям, включающим в себя обломки стигмарий, отпечатки листьев, стеблей и других углефицированных растительных остатков. Они иногда выходят за пределы угольных пластов и образуют цепочки, сливающиеся в единую карбонатную плиту среди вмещающих отложений. На примере Донбасса П.В. Зарицкий [1971], а в бассейне Печоры А.В. Македонов [1957; 1965] попытались создать конкрециологию – науку о конкрециях в угленосных толщах.

Любопытное явление представляют сульфидные конкреции, описанные в статьях В.Х. Ньюхауза, Дж. Баас-Бекинга, Д. Мура, П.В. Зарицкого, Л.Я. Кизильштейна, В.А. Ковалева и других; они сливаются с эпигенетическими сульфидными прожилками, линзами и гнездами и иногда отражают общую металлогению региона. Так, например, в углях Подмосковья распространены пирит, халькопирит, галенит и сфалерит, в углях Донбасса – галенит, в углях Кизеловского бассейна – пирит.

В некоторых угольных пластах встречены включения минерализованной древесины; иногда она обнаруживается в виде вертикально стоящих пней с хорошо сохранившейся корневой системой; иногда представлена лежащими стволами деревьев, достигающими в длину 25–30 м. Древесина замещена карбонатами, кремнеземом, фосфатами, пиритом и другими сульфидами.

Большой минералогический интерес представляет собой Гейзельтальское буроугольное месторождение (Германия) – огромное кладбище рыб, змей, черепах, птиц и млекопитающих, замещенных сульфидами; некоторые экземпляры отличаются удивительной сохранностью.

Валуны и гальки изверженных пород иногда также обнаруживаются в угольной массе некоторых месторождений. Особенно характерны они для Канско-Ачинского (Красноярский край) и Богословского месторождения (Южный Урал), где иногда встречаются глыбы гранит-порфирита и осадочных пород. Известны подобные включения в Челябинском, Донецком и других бассейнах.

О промышленной классификации углей

Принятое нами выше подразделение углей на бурые, каменные и антрациты не всегда отвечает их промышленному использованию; промышленные классификации углей учитывают ряд их дополнительных свойств, таких как кусковатость, выход летучих, спекаемость, выход воска или дегтя и др. По сочетанию исследования выходов горючих веществ (V^2) и измерения величины пластиче-

ского слоя (у, мм) среди углей каждого угольного месторождения России по ГОСТу выделяются следующие марки: бурые – Б; длиннопламенные – Д; газовые – Г; газовые жирные – ГЖ; жирные – Ж; коксовые жирные – КС; коксовые – К; отощенно спекающиеся – ОС; тощие – Т; антрациты – А.

Процессы углеобразования

Выше было показано, что угольные скопления образуются за счет растительного материала; тесная генетическая связь угольных пластов с наземной флорой не вызывает больших сомнений. Требует, однако, обсуждения сам механизм поступления растительного материала на место его захоронения и преобразования.

Первые исследователи углеобразования Х. Файоль [Fajol, 1887] и А. Дюпарк [Duparque, 1928] рассматривали его как типичный *аллохтонный* процесс, обусловленный привносом растительного материала в данный район извне. Так, например, согласно представлениям А. Дюпарка, воспроизведенным на рис. 10.5, в лагунах, где осуществлялось накопление привнесенной растительности, происходило ее разделение и таким образом формировался ряд: породы с включениями крупных растительных остатков–гумусовые угли–бокхеды и кеннели, причем в образовании последних принимал участие планктон.

Впоследствии оказалось, что в первичном накоплении растительного материала сочетаются элементы аллохтонного и автохтонного процесса. Как показал Ю.А. Жемчужников [1948], признаки того или другого процесса можно обнаружить в пределах любого угольного месторождения (табл. 32).

Таблица 32. Признаки автохтонного и аллохтонного происхождения углей

Автохтонные	Аллохтонные
Почва стигмариевая и с корешками растений	Отсутствие почвы с корешками растений
Почва с пнями (ископаемые леса)	Отсутствие лесной почвы
Этажное расположение вертикально стоящих пней в угле	Отсутствие этажного расположения вертикально стоящих пней в угле
Боковые корешки растений, расположенные по слоям	Отсутствие боковых корешков
Наличие нежных растительных остатков	Наличие грубых растительных остатков
Чистота угольной массы	Загрязненность угольной массы терригенными компонентами
Постоянство мощности пластов угля	Непостоянство мощности угольных пластов

Кроме того, оказалось, что начальная фаза углеобразования – торфонакопление представляет собой сложный и очень длительный процесс. Действительно, если считать, что накопление торфа за один год составляет 10 мм, а в процессе угленакопления мощность слойков сокращается в 10 раз, то скорость образования угольного пласта оценивается величиной 1 мм в 1 год, а формирование метрового пласта потребует времени в 1000 лет.

Так как в угольной геологии известны огромные мощности рабочих пластов угля (например, мощность пласта «Голиаф», Англия, карбон, оценивался в 450 м),

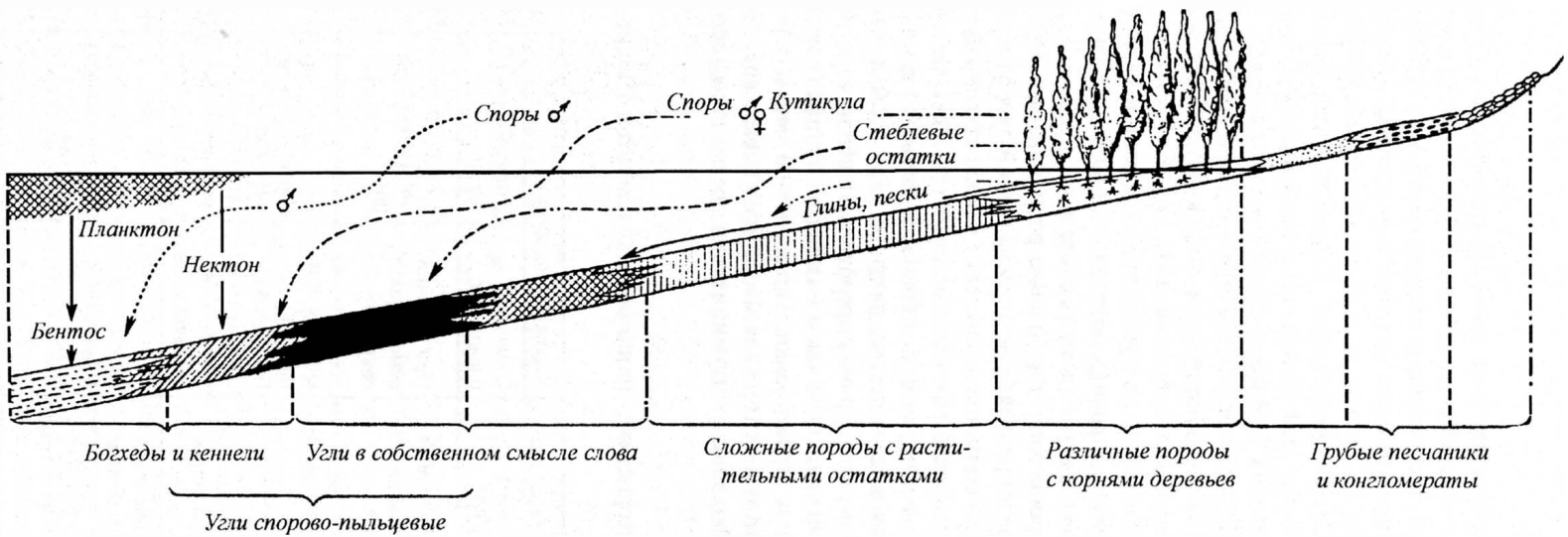


Рис.10.5. Схема отложения различных типов углей в лагуне [Daporque, 1928]

то, естественно, что их образование требует очень длительного и стабильного развития ландшафтов, обеспечивающих накопление торфа. Этим условиям лучше всего отвечает не аллохтонный, а автохтонный процесс начального углеобразования.

Процесс формирования угольных залежей был детально исследован в работах Д. Уайта, П.И. Степанова, Х. Потонье, Ю.А. Жемчужникова, А.К. Матвеева, И.И. Горского, Г.А. Иванова, П.П. Тимофеева, М.Д. Залесского, А.В. Македонова, Л.И. Боголюбовой, С.Н. Тюремнова, И.Э. Вальц, И.Б. Волковой, М.В. Голицына, Я.М. Черноусова, Л.Я. Кизельштейна и многих других исследователей. Было показано, что в этом сложном явлении следует различать стадию торфообразования, соответствующую субаэральному диагенезу, и стадию углеобразования, обычно относимую к катагенетическим преобразованиям.

Стадия торфообразования, по существу, включает в себя те явления, что протекают в современных и древних болотах; они многообразны и реализуются как в низовых, так и в верховых болотных системах.

Один из главных процессов – накопление растительного материала в водной среде – во многом предопределяет весь дальнейший ход углеобразования, поскольку, состав растений во многом зависит от сложности их организации.

В современных растениях-торфообразователях встречены целлюлоза, гемицеллюлоза, лигнин, жиры, воски, смолы, стерины, кутины, споронины и поленины, суберины, белки и белковые вещества, пектины. При этом в высших растениях (хвойные, лиственные деревья, травы) преобладают целлюлоза, инкрустирующие углеводы и, отчасти, лигнин, тогда как в низших растениях (плауны, хвощи, мхи, водоросли) ведущую роль играют белки, жиры, воски и смолы [Орлов, 1934].

Поступившая в болото растительная масса испытывает воздействие трех процессов – тления, гумификации и битуминизации; их реальные соотношения показаны в таблице 33.

Таблица 33. Характеристика процессов оторфования [Черноусов, 1962; Успенский, 1970]

Название процесса	Исходный растительный материал	Условия разложения		Продукт разложения органического материала
		Степень влажности	Степень аэробности	
Тление	Главным образом высшие растения	При наличии атмосферной влаги	Свободная аэрация	Минеральные вещества, редко стойкие растительные элементы
Гумификация	Высшие растения	Вначале при наличии небольшого количества влаги, затем – в застойной воде	Вначале при наличии воздуха, затем – в условиях изоляции	Перегной, торф (гумус)
	Высшие и низшие растения			Сапропелевый торф
Битуминизация	Низшие и высшие растения	В застойной воде	При изоляции от воздуха	Торфяной сапропель
	Низшие растения и животные организмы			Сапропель, сапроколл

Тление представляет собой разложение растительного материала во влажной среде при свободном доступе кислорода. В этом случае в болоте реализуется ранее упомянутая реакция горения и выделяется значительное количество тепла, которое становится благоприятным фактором для развития термофильных бактерий. В результате этого процесса наиболее стойкая часть биомассы (смолы, кутикула, экзины спор и др.) сохраняются, а менее стойкие превращаются в минеральные вещества золы. Никаких вторичных биохимических образований при этом не возникает.

Гумификация – это биохимическое разложение высших растений с образованием гуминовых кислот, превращающихся в гуминовые вещества. В этом процессе образуется торф или гумус-углеводород, богатый углеродом и бедные водородом перегной и сапропелевый торф.

Главным продуктом гумификации является торф. Он представляет собой современное горючее ископаемое с сохранившейся структурой органического материала и происшедшее преимущественно из высших растений. Удельный вес его – 0,5–1,20, объемный – 0,108–1,085 при пористости, достигающей 70–80%. Содержание золы в торфах колеблется от 5 до 10%.

В образовании торфа активное участие принимают микроорганизмы и в первую очередь термофильные бактерии; по данным Б.Н. Мишустина [1957], они размножаются в 10 000 раз скорее обычных микробов и разлагают мертвые ткани растений с такой быстротой, что могут соперничать с самыми искусными химиками, оснащенными современным лабораторным оборудованием. Именно с деятельностью термофильных бактерий связаны случаи самовозгорания торфа, сена и угля.

Максимальное количество бактерий сосредоточено в верхних слоях торфа. На месторождении Галицкий Торф Д.А. Бегак и Н.М. Беликова [Черноусов, 1962] определили содержание бактерий следующим образом: поверхность – 1250 млн особей в 1 г. влажного торфа; 0–0,02 м – 952 млн/1 г; 0,02–0,10 м – 702 млн/1 г; 0,15–0,20 м – 376 млн/1 г; 0,45–0,50 м – 224 млн/1 г; 0,80–0,90 м – 67 млн/1 г.

Хорошо видно, что с глубиной количество микробов в торфяной массе быстро понижается.

В вертикальном разрезе торфяных болот по распределению кислорода принято выделять аэробную верхнюю и анаэробную нижнюю зоны; их микробиоты обычно существенно различаются между собой. Как показал Г.А. Заварзин [2002], в верховых сфагновых болотах процессы преобразования захороненной органики ингибируются (замедляются) по сравнению с низовыми болотами. Сравнение биот в болотах этих двух типов приводится в таблице 34.

Очевидно, что низовые болота, формирующие торфяную массу на базе сосудистых растений, отличаются максимальной деструкцией растительности и интенсивной бактериальной деятельностью; характерно широкое развитие бактерий, вырабатывающих и потребляющих метан и углекислоту, а в случаях распространения сульфатных болотных вод – сульфатредуцирующих бактерий. В целом, не вызывает сомнения, что главной областью углеобразования в прошлом являлись именно низовые торфяные болота.

Битуминизация – это процесс разложения низших растений и водорослей, который можно представить себе как разложение жиров и восков с образованием жирных кислот и битумоидов. По-существу это процесс образования сапропеля, который был очень полно исследован в работах А.Ф. Добрянского, Г.Л. Стадникова, В.А. Успенского, В.О. Таусона, Т.Л. Гинзбург-Карагичевой, С.И. Кузнецова,

Таблица 34. Условия торфонакопления в верховых и низовых болотах по Г.А. Заварзину, [2002]

Характерные особенности	Верховые торфяные болота	Низовые торфяные болота
Отношение продукции к деструкции	Накопление торфа	Накопление торфа
Продуценты	Сфагны	Сосудистые растения
Деструкция	Неполная	Полная
Трофическая цепь, блокировка	Кислотностью, анаэробиозом	Продукция преобладает над деструкцией, анаэробиозом
Деструкторы – аэробы	Грибы, бактерии – ацидофилы (кислая среда обитания), олиготрофы (развитые при ограниченном количестве субстрата)	Бактерии группы нейтрофилов (нейтральная щелочность – кислотность) и газотрофы (потребляющие газы)
Бактерии анаэробы	Немного метаногенных бактерий	Много метаногенных бактерий, отчасти сульфидогенных (сульфатредуцирующих)

К.Е. Зобелла, В.В. Вебера, М.И. Ромм, Т.С. Ремизовой и многих других нефтяников и микробиологов.

Под микроскопом видно, что сапропель представляет собой совокупность неразложившихся полностью остатков низших растений и животных (амебы, корненожки, черви, рачки и пр.) с примесью минерального вещества и коллоидной органической массы. Сапропель, прошедший при образовании стадию коллоида и не содержащий определимых остатков растений и животных, носит название сапроколла (сапро – гнилой, колла – клей).

Сапропели возникают как в болотах, так и в некоторых озерах и морях; битуминизация в осадках протекает при гниении без доступа кислорода и при значении pH>7. В такой щелочной среде широкое развитие получает деятельность анаэробных бактерий. При этом некоторые, преимущественно липидные, а, возможно, и белковые элементы формируют углеводороды, хотя их общая масса вряд ли была значительной по отношению к более позднему катагенетическому битумообразованию [Успенский, 1970].

Стадия углеобразования начинается с того момента, когда торфяная залежь оказывается захороненной последующим осадконакоплением, становится изолированной от влияния атмосферного кислорода и, погружаясь в глубь стратисферы, испытывает воздействие увеличивающихся температур и давлений. При этом на смену многообразным биохимическим процессам приходят физико-химические явления, отражающие изменение термодинамических показателей недр.

При углефикации торфа происходит изменение объема, химического состава и структуры органического вещества. Прежде всего обращает на себя внимание, что в ряду торф–антрацит заметно возрастает удельный вес породы, который в среднем оценивается следующим образом: торф – 0,50–1,20; бурый уголь – 0,80–1,35; каменный уголь – 1,30–1,45; антрацит – 1,45–1,90.

Соответственно изменяется плотность и проницаемость пород; общеизвестно, что угли обычно являются хорошими водоупорами и по своим гидродинамиче-

ским свойствам считаются породами-покрышками. Общеизвестно также, что торф содержит 85–90% воды; его трансформация и переход в бурые, а затем каменные угли и антрациты сопровождается потерей большого количества механически связанной воды и газов, причем это обезвоживание и дегазация вначале не сказываются на химическом составе органического вещества.

Вместе с тем, преобразование торфа в антрацит обычно влечет за собой весьма существенные изменения химического состава органического вещества и сопровождается интенсивной дегазацией. Так, например, С.М. Григорьев [1954] определил эмпирический состав торфа формулой $C_{33}H_{40}O_{14}$, а исходного органического материала – торфообразователя – $C_{35}H_{52}O_{24}$; тогда реакция торфонакопления может быть представлена как $C_{35}H_{52}O_{24} \rightarrow C_{33}H_{40}O_{14}+6H_2O+2CO_2$, и в соответствии с ней можно рассчитать, что в этом процессе 71,1% органики идет на формирование торфа, 12,6% расходуется на образование воды, а 10,3% – на образование двуокиси углерода. Таким образом, общие потери ОВ на этом этапе равны 22,9%.

Аналогичным образом С.М. Григорьев рассчитал, что при образовании бурых углей сохраняется 79,5% исходной массы органического вещества, а потери в виде воды и газов составляют 20,5%, при формировании каменных углей – 61,3% при потерях в 38,7%, а при возникновении антрацитов – 38,0% при потерях, равных 62%.

Очевидно, что суммарные потери органики в процессах углефикации огромны; формирующиеся угольные пласты являются мощным источником воды, метана, углекислоты, сероводорода и других газов.

Если оценивать величину потерь в ходе углефикации материала по сравнению с исходной массой вещества в начале каждой стадии, то данные С.М. Григорьева несколько разойдутся с данными В.А. Успенского [1970], хотя порядок величин останется прежним (табл. 35). Очень важным обстоятельством представляется тот факт, что состав летучих, составляющих основную часть потерь, в ходе преобразований углей заметно меняется: на стадиях торфа и бурого угля теряется главным образом CO_2, тогда как на стадиях антрацита и графита – метан.

Таблица 35. Количество и состав летучих продуктов углефикации растительного материала на разных ее стадиях

Стадии углеобразования	Суммарное количество потерь летучих в % от исходного материала в начале каждой стадии		Состав газообразных летучих в % от общей суммы		
	С.М. Григорьев [1954]	В.А. Успенский [1970]	CO_2	CH_4	Вода и другие газы
От торфа до бурого угля	20,5	28,8	74,8	11,6	23,6
От бурого угля до каменного угля	16,7	29,4	53,6	26,2	20,2
От каменного угля до антрацита	25,5	18,7	18,4	57,6	24,0
От антрацита до графита	–	10,5	9,3	65,2	25,5

Довольно постоянным остается количество воды, тяжелых углеводородных газов и сероводорода, выделяющихся в процессе преобразования угольной массы.

В целом объем углей в ходе углефикации уменьшается очень интенсивно. Х. Шварц и Г. Лауппер оценили сокращение объема угольной массы следующей формулой:

$$\underbrace{(C_6H_{10}O_5)}_{\text{растительность, 1 объем}} = \underbrace{C_9H_6O}_{\text{уголь, } \frac{1}{5} \text{ объема под давлением сокращается до } \frac{1}{12}-\frac{1}{30}} + \underbrace{7CH_4 + 8CO_2 + 3H_2O}_{\frac{4}{5} \text{ объема выделяется в виде газа и жидкости}}$$

По данным Ю.А. Жемчужникова [1948; 1952], в процессе преобразования органическое вещество уменьшается в объеме в 10–12 раз. В угольных месторождениях восточного склона Урала Я.М. Черноусов [1962] провел статистическое исследование сплющенности стволов углефицированных деревьев. Оказалось что в буроугольных залежах отношение короткой оси к длинной колеблется от 1:25 до 1:35, а в скоплениях каменных и газовых углей эта величина достигает 1:12; таким образом, предположение Ю.А. Жемчужникова нашло свое фактическое обоснование.

В процессе углефикации средний химический состав углей проходит ряд ступеней изменения; они были суммированы В.А. Успенским [1970] и отражены в табл. 36.

Таблица 36. Изменение элементарного состава углей в процессе их углефикации

Степень углефикации	Выход летучих в % на массу органического вещества	Элементный состав, %				
		C	H	N	S	O
Длиннопламенные (Д)	45–50	80,19	5,34	1,48	2,23	10,76
	40–45	81,57	5,31	1,44	1,83	9,85
Газовые (Г)	35–40	84,29	5,31	1,44	1,42	7,54
	30–35	86,43	5,21	1,46	1,24	5,66
Жирные (Ж)	25–30	88,37	5,10	1,52	1,10	3,95
Коксовые (К)	20–25	89,58	4,81	1,51	1,04	3,11
	15–20	90,43	4,60	1,51	1,06	2,40
Тощие (Т)	10–15	91,46	4,30	1,38	1,03	1,83
	5–10	92,67	3,75	1,32	1,00	1,26
Антрациты (А)	0–5	95,65	1,93	1,05	0,74	0,63

Анализ позволяет считать, что по мере развития процесса в углях нарастает количество углерода и уменьшается содержание всех других химических элементов; происходит обуглероживание угольного материала. Конечным продуктом этого процесса должен быть чистый графит.

Проблема структуры органического вещества углей и ее изменения в процессах углеобразования рассматривалась в работах В.И. Вернадского В.С. Веселовского, В.И. Забавина, М.И. Кузнецова, Л.Л. Нестеренко, Б.А. Онусайтиса, А.К. Матвеева и многих других исследователей. Обозначались крайние точки зрения. Так, напри-

мер, В.С. Веселовский рассматривал угли как типичные кристаллоиды и утверждал, что они состоят из графитовых кристаллических частиц – «графитосом».

В отличие от него, Б.А. Онусайтис подчеркивал коллоидальную структуру углей и утверждал, что признаки коллоидов можно обнаружить даже при исследовании тощих углей и антрацитов.

Наиболее справедливой представляется гипотеза В.И. Вернадского [1925; 1927], суть которой прекрасно изложил А.К. Матвеев [1947]. По их данным, разложение органического вещества в торфяных болотах приводит к набуханию, вызывающему образование органических коллоидов. Формируются органические гели. На стадии оторфования происходит их дегидратация, сопровождающаяся упаковкой ориентированных мицелл. С повышением температур и давления в процессах погружения и углефикации осуществляется конденсация ароматических колец, т.е. кристаллизация угольной массы и отщепление молекул газоводных флюидов. Таким образом, процесс коллоидного развития органического вещества сменяется процессом его кристаллизации.

Как утверждали многие минералоги (А.К. Болдырев, Г.А. Ковалев, И.Д. Седлецкий и др.) каменные угли и антрациты кристалличны и содержат кристаллиты графита.

О метаморфизме углей и отражательной способности витринита

Процессы углефикации угленосных толщ иногда называются метаморфизмом углей; они сопровождаются усилением катагенетических преобразований в разрезе и на площади. Действительно, в крупных угленосных бассейнах нередко можно наблюдать переходы бурых углей в каменные и антрациты при движении сверху вниз, от дневной поверхности в глубь стратисферы. В некоторых случаях им соответствуют изменения угольных пластов на площади.

Имеются все основания для того, чтобы связывать такие преобразования углей с их пребыванием в области повышенных температур и давлений. Так, например, на карте углей Донбасса, составленной Е.О. Погребицким [1939], хорошо видно, что области юго-восточного Донбасса, в пределах которых развиты преимущественно антрациты, отличаются также максимальными погружениями и, следовательно, наиболее длительным пребыванием углей в области высоких температур и давлений (рис. 10.6). Наоборот, районы северо-западного Донбасса, где обычно распространены бурые и длиннопламенные их разности, никогда не погружались на большие глубины и поэтому сохранили следы слабых катагенетических преобразований.

Принято считать, что интенсивность метаморфических изменений углей определяется величиной палеотемператур, господствовавших при максимальном их погружении в стратисферу, величиной палеодавлений, деформировавших угольную массу, и временем воздействия этих факторов на изменяющийся субстрат.

Наиболее удобным и объективным показателем степени катагенетического преобразования органического вещества в осадочных толщах оказалась отражательная способность одного из главных компонентов углистого материала (мацералов) – витринита. Этот показатель был найден М. и Т. Тайхмюллер [1971], И.И. Аммосовым и В.И. Горшковым [1971] и неоднократно использовался в работах Н.Б. Вассоевича, Г.М. Парпаровой, К.А. Черникова, Н.В. Лопатина и других. По существу он представляет собой отношение интенсивности отраженного света к падающему ($R=J_r/J_1$), замеренное в воздухе (R^a) или в масле (R_o). Величина R_o колеблется от 0,3 до 11.

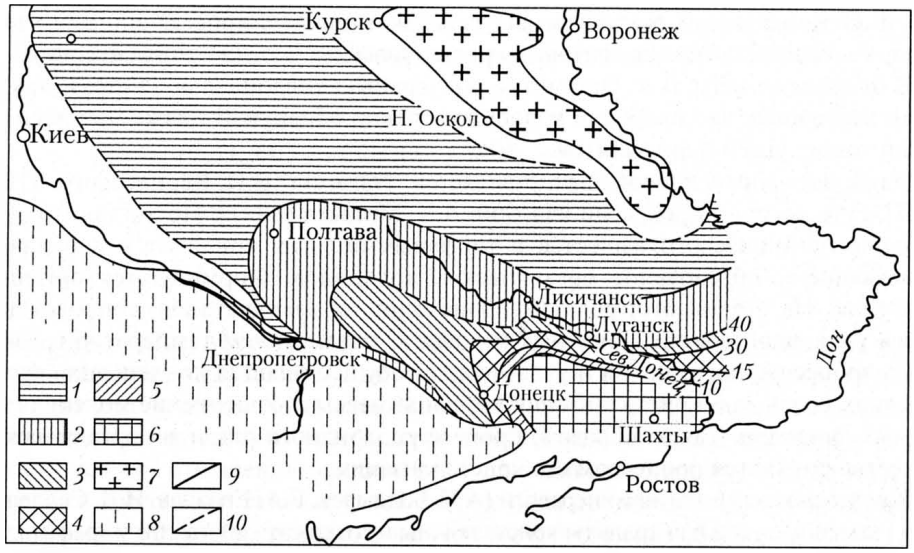


Рис. 10.6. Схема зональности распределения углей в Донецком прогибе [Погребицкий, 1939]

1–6 – марки углей: 1 – бурые (Б); 2 – длиннопламенные (Д); 3 – газовые (Г); 4 – спекающиеся (ЖК-ПС); 5 – тощие (Т); 6 – антрациты (А); 7 – Воронежский кристаллический массив; 8 – Украинский кристаллический массив; 9–10 – границы зоны метаморфизма: 9 – действительные, 10 – предположительные

Зависимость отражательной способности витринита (R_o) от глубины его залегания была исследована в работе Б. Альперна [Alpern, 1966]; его диаграмма, построенная при изучении Лотарингского угольного бассейна, приводится на рис. 10.7. Очевидно, что график подтверждает связь, существующую между степенью катагенетических преобразований углей, глубиной погружения угольных пластов в глубь стратисферы, а также палеотемпературами и палеодавлениями, господствовавшими на разных глубинах.

В более общем виде соотношение стадий углеобразования и величины отражательной способности витринита в глинистых отложениях представлено на таблице 37. Очевидно, что приведенные данные могут служить отправным пунктом при реконструкции условий нефтегазонакопления в глинистых нефтематеринских свитах.

Об условии формирования пластов углей, угольных месторождений и бассейнов

Для образования угольных скоплений необходимо широкое развитие наземной растительности, распространение благоприятных ландшафтно-палеогеографических или фациальных обстановок и тектонический режим, обеспечивающий концентрацию и направленное преобразование растительного материала, превращающегося в уголь.

Еще в работах Г.Л. Стадникова [1932; 1933], Ю.А. Жемчужникова [1934; 1948], Г.Ф. Крашенинникова [1957] и особенно Н.М. Страхова [1960] было показа-

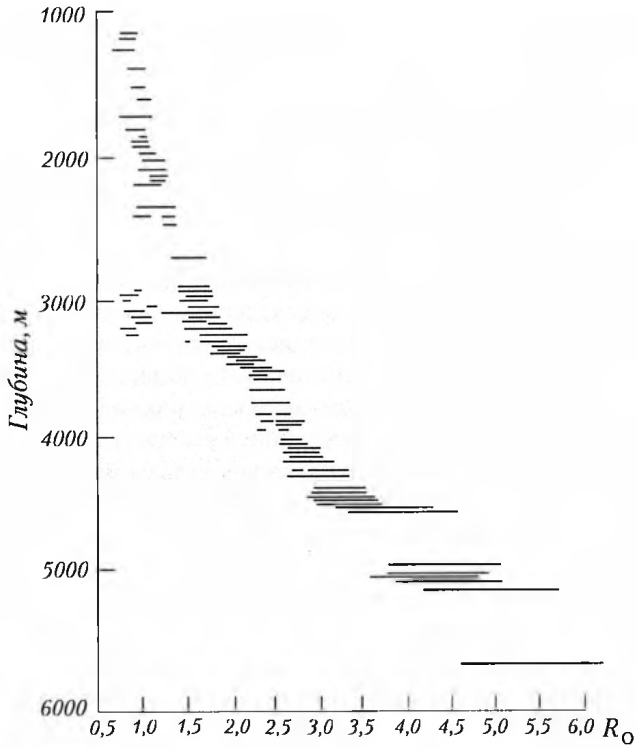


Рис. 10.7. Связь отражательной способности витринита с глубиной залегания в Лотарингском бассейне [Alpern, 1966]

Таблица 37. Соотношение стадий углеобразования и величины отражательной способности витринита в глинистых отложениях

Стадии углеобразования	Величина коэффициента отражательной способности (Ro)	Стадии катагенеза по Н.Б. Вассоевичу и др. [1976]	Палеотемпературы, С°	Палеодавления, атм
Бурые (Б)	<0,3–0,50	Протокатагенез	90–100	810–890
Длиннопламенные(Д)	0,50–0,65	Мезокатагенез	100–220	890–1970
Газовые (Г)	0,65–0,85			
Жирные (Ж)	0,85–1,15			
Коксовые (К)	1,15–1,55			
Отощенно-спекающиеся (ОС)	1,5–2, 00			
Тощие (Т)	2,00–2,50	Апокатагенез	220–300	1970–2700
Полуантрациты (ПА)	2,50–3,50			
Антрациты (А)	3,50–11,00			

но, что главным условием, обеспечивающим угленакопление, является *широкое развитие лесной растительности, а примат лесных ландшафтов обеспечивается гумидным климатом с его избытком влаги.*

Распространение углей в связи с климатической зональностью нашей планеты статистически охарактеризовано на рис. 10.8; на графике каждый треугольник соответствует месторождению угля, а в скобках оценены запасы углей в млрд т.

Очевидно, что углеобразование на протяжении всей своей истории от девона и вплоть до квартера никогда не выходило за пределы тропического пояса, влажных субтропиков и умеренных гумидных поясов. При этом оно то усиливалось, то ослабевало, отчетливо обозначая определенные эпохи преимущественного развития углеобразования. К ним принадлежат карбоновое и пермское время, юрский период и палеогеновое время, когда этот процесс носил массовый характер и повсеместно формировались огромные массы угольных залежей.

Любопытно, что в верхне- и среднекарбоновую эпоху углеобразование было сосредоточено преимущественно в тропическом влажном поясе, где оказались сконцентрированы огромные массы углей (1967 млрд т). В более поздние времена центр тяжести углеобразования постепенно смещается в сторону влажных субтропиков и умеренно влажного пояса, где в юрское и палеогеновое время располагается преобладающее количество угольных залежей (2049 и 4244 млрд т).

Геолог. возраст	*Тропический влажный климат*	*Влажные субтропики*	*Умеренный влажный пояс*	*Сумма*
Соврем.	–		▲▲▲	
N	▲ *(0,07)*	▲▲▲▲▲▲▲ *(27)*	▲▲▲▲▲▲▲ ▲ ▲? *(78)*	*105*
P	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲ *(4,7)*	▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲ *(114)*	▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲ *(4130)*	*4247*
K_2	–	▲▲▲▲	▲ *Сев.Амер.* ▲▲▲▲	
K_1	–	▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲ *(?)*	▲ *С.А.* ▲▲▲▲ *[2448]* ▲ *Сиб. пл.*	*2448*
J_3	▲ ?	▲▲▲▲ *(?)*	▲▲▲▲ *(568,4)*	*568,4*
J_{1+2}	▲▲▲ *(?)*	▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲ *(559)*	▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲ *(1490)*	? *2049*
T	▲▲▲▲ *(20)*	▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲▲ *(0,84+?)*	▲▲ *(?)*	*20,84*
P	▲▲ ?	▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲ *(2360)*	▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲ ▲▲▲▲▲▲ *(2904)*	*5264*
C_{2+3}	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲ *США Зап.Евр. [1967]*	▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲▲▲▲▲▲ ▲▲ *(3,3+?)*	▲▲▲ *(301)*	
C_1	▲▲▲▲ *(82,6)*	▲▲▲▲▲▲▲ *(73)*	▲? ▲?	*155,76*
D_{2+3}	▲▲▲? ▲? *(0,09)*	–	–	
	Σ=*(2074,5)*	Σ=*(3136,3)*	Σ=*(11919)*	*17129*

Рис. 10.8. Распределение месторождений угля внутри гумидных зон [Страхов, 1960]
Количество треугольников в каждой строке отвечает числу месторождений угля на палеоклиматических картах каждого периода или эпохи. Цифры запасов даны в млрд т (в скобках).

В целом, начавшись в области тропиков, углеобразование распространяется по всему земному шару и становится ведущим процессом умеренных гумидных поясов. Не вызывает сомнения, что на протяжении всего фанерозоя интенсивность угленакопления в целом регулировалась биомассой растительности на суше.

Фациально-палеогеографические обстановки, в которых происходило углеобразование, охватывали очень широкий спектр ландшафтов, отличались необыкновенным разнообразием. Действительно, заболачивание имеет место и на водораздельных пространствах между двух речных водосборов, и в межгорных впадинах в области распространения крупных и мелких озер, и в долинах рек, на их обширных поймах, и в области развития стариц. Обширные заболоченные пространства типичны для дельтовых участков и низин, прилегающих к морским берегам. Как подчеркивал Н.М. Страхов [1960], даже дистальные части пролювиальных шельфов иногда являются областью образования торфяных болот.

По существу, любые участки суши, на которых приподнят уровень грунтовых вод или которые особенно интенсивно промываются атмосферными осадками, становятся ареной торфообразования.

Тектонические условия, обеспечивающие возможность торфонакопления и углеобразования, также отличаются необычайным разнообразием. Как показал Г.Ф. Крашенинников [1950; 1957], а позднее развил Н.М. Страхов [1960], угленосные отложения образуются в пределах геосинклиналей (орогенов), передовых прогибов и на платформах; при этом обязательным условием угленакопления и углеобразования являются обстановки *медленного направленного погружения* структур и *ритмического повторения фациальных обстановок угленакопления.* Этот процесс обеспечивается эпейрогеническими колебаниями разного порядка, складывающимися между собой примерно так, как это показал Г.А. Иванов [1973] (рис. 10.9).

На приведенном графике показано, что направленные нисходящие движения (I), колебания второго порядка (II) и ритмические колебания третьего порядка (III) складываются между собой (кривая I+II+III) и оказывают результирующее влияние на формирование циклически построенного разреза Б, где угли показаны черной заливкой, трансгрессивная часть ритмов – заштрихована в клеточку, а регрессивная – в линейку.

Палеогеографические события, происходящие в угленосном бассейне, на примере Донбасса были изучены Л.Н. Ботвинкиной, А.П. Формозовой и Ю.А. Жемчужниковым. В начале формирования угленосного цикла почти вся область представляла собой полого наклоненную равнину, с юга ограниченную сушей Украинского кристаллического щита. Из этой приподнятой части реки, текущие с ЮЗ на СВ, сносили в долину большое количество обломочного материала и формировали конуса выноса.

Начавшаяся трансгрессия моря подняла уровень грунтовых вод, что благоприятствовало заболоченности огромных площадей. На территории Донбасса возник торфяник, прослеживавшийся на 300 км в длину и 150–170 км в ширину. Развивающаяся трансгрессия привела к тому, что весь торфяник оказался перекрыт морскими терригенными отложениями и известняками, а затем началась регрессия, море вновь отступило и освободило равнину. Описанный ход событий в Донбассе повторился около двухсот раз, вследствие чего в основании каждого трансгрессивного цикла расположился рабочий пласт угля мощностью 0,70–1,50 м.

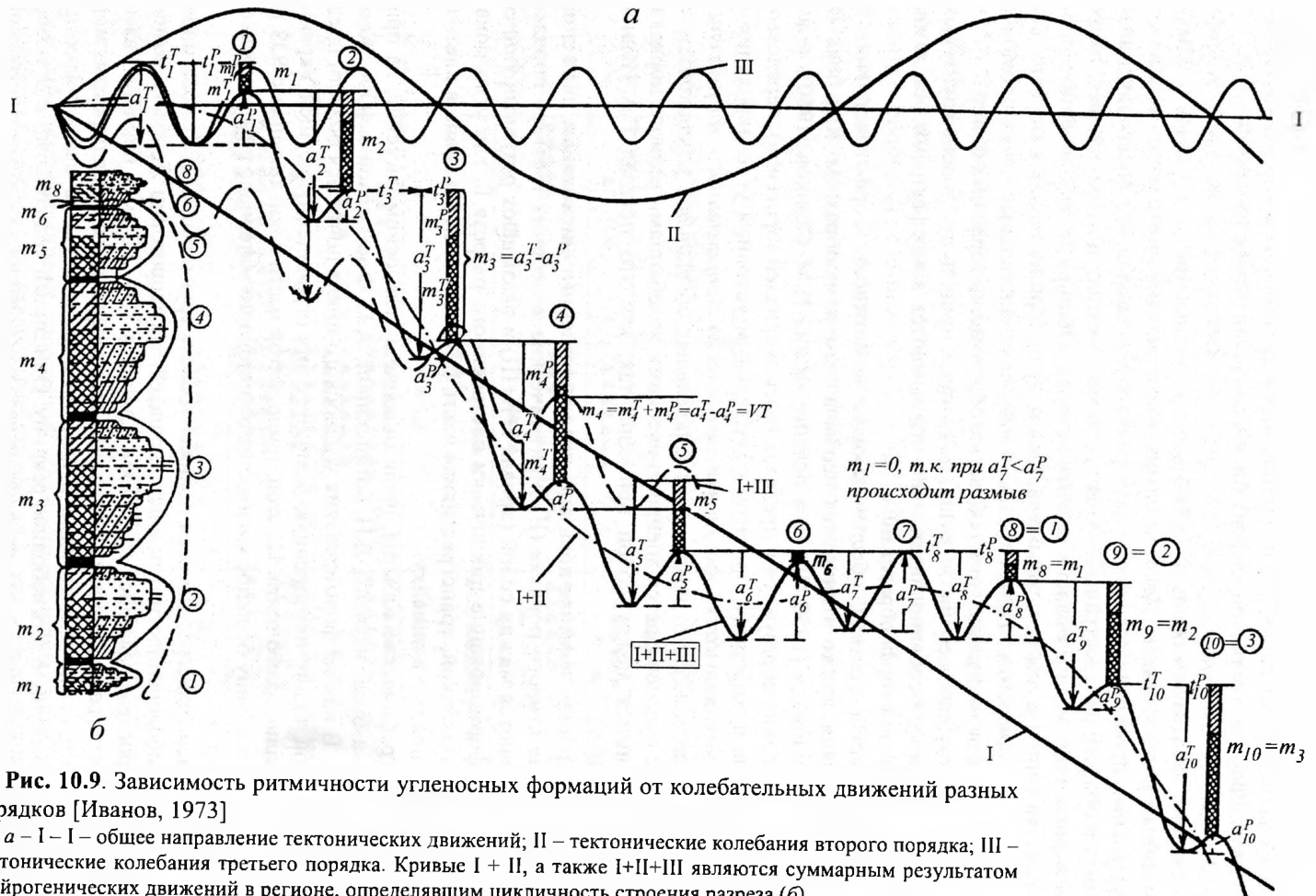


Рис. 10.9. Зависимость ритмичности угленосных формаций от колебательных движений разных порядков [Иванов, 1973]

а – I – I – общее направление тектонических движений; II – тектонические колебания второго порядка; III – тектонические колебания третьего порядка. Кривые I + II, а также I+II+III являются суммарным результатом эпейрогенических движений в регионе, определявшим цикличность строения разреза (*б*)

В заключение данного раздела хотелось бы отметить, что угленосные бассейны, сформированные в геосинклиналях, передовых прогибах и на платформах довольно существенно различаются между собой по мощности угленосных отложений, фациальному составу, характеру угленосности, степени катагенетического изменения углей и вмещающих их пород, характеру складчатости и разрывов и проявлениям вулканизма. Это хорошо видно в таблице 38, составленной по материалам Г.А. Иванова [1967].

Таблица 38. Сравнительная характеристика угленосных бассейнов разных тектонических структур первого порядка [Иванов, 1967]

Диагностические признаки		Основной тип бассейна		
		Геосинклинальный	Переходный	Платформенный
Мощность угленосных отложений		Очень большая (километры)	Большая (от нескольких километров до сотен метров)	Малая (от сотен до десятков метров)
Фациальный состав	По разрезу	Характерна частая смена пород	Менее частая смена пород	Наблюдается приуроченность грубозернистого материала к основанию угленосной толщи
	По площади	Относительное постоянство	Меньшее постоянство	Большая изменчивость
	По типу отложений	Преимущественно прибрежно-морские	Главным образом сложной седиментации	Преимущественно континентальные
Характер угленосности		Большое количество преимущественно тонких залежей углей; угли гумусовые	Меньшее количество; угли главным образом гумусовые	Малое количество; угли гумусовые и сапропелевые
Степень измененности	Вмещающих пород	Сильно измененные	Менее измененные	Слабо или совсем неизмененные
	Углей	Угли всех степеней углефикации до антрацитов и графитов включительно	Менее измененные средних степеней углефикации	Бурые (как исключение высокой степени углефикации)
Характер складчатости и разрывов		Отчетливо выражена линейность в ориентировке складок; разрывы разнообразного характера	Характерны брахискладки, или мелкая складчатость; разрывы преимущественно надвигового характера	Характерно почти горизонтальное или очень пологое залегание пород; разрывы сбросового характера
Проявление вулканизма		Может проявляться очень сильно	Не характерно	Не характерно; как исключение возможно

Общие закономерности распределения месторождений угля во времени и на площади континентов

Закономерности стратиграфического размещения угленосных отложений в России и за рубежом многократно исследовались в работах П.И. Степанова, А.И. Егорова, Г.В. Короткова, М.М. Пригоровского, А.В. Тяжнова, Г.Ф. Крашенинникова, В.П. Максиковского, А.В. Македонова, П.П. Тимофеева, Г.А. Иванова, И.И. Горского, А.К. Матвеева, A. Parker, P. Averrit, M. Smyth, A.C. Cook и др.

Распределение мировых запасов углей по возрасту, по данным П.И. Степанова [1947], а также Н.Г. Железновой и А.К. Матвеева [1973], приведено в таблице 39.

При рассмотрении таблицы хорошо видно, что по сравнению с началом века в семидесятых годах XX столетия суммарные запасы угленосных бассейнов мира увеличились почти вдвое. При этом четкое выделение угленосных эпох, имевшее место по материалам П.И. Степанова, «расплылось»; по существу в истории угленакопления, по данным А.К. Матвеева, выделяются два крупных этапа – пермокарбоновый и юрско-меловой-третичный, причем последний окажется особенно рельефным, если к запасам, приведенным в табл. 39, добавить $2{,}2 \cdot 10^{12}$ т углей низкого качества, разведанных в Южной Америке на буроугольном неогеновом месторождении Алта Аризона.

В целом оказалось, что промышленные запасы углей возрастают от девона к квартеру. Любопытно, что изменения суммарной угольной массы во времени приблизительно совпадают с ходом эволюции растительности на континентальном блоке Земли; ход эволюции высших растений обозначен на диаграмме рис. 10.10.

Общеизвестно, что на протяжении огромного отрезка истории Земли биота была представлена древнейшими микроорганизмами – цианобактериальными сообществами, именуемыми прокариотами. На протяжении архея и нижнего протерозоя они владели конечными водоемами стока планеты, и именно с их деятельностью связано появление кислородной атмосферы.

Таблица 39. Распределение мировых запасов углей в фанерозое

Возраст	По П.И. Степанову [1947]		По Н.Г. Железновой и А.К. Матвееву [1973]	
	Запасы, 10^{12} т	Запасы, %	Запасы, 10^{12} т	Запасы, %
Палеоген+неоген	4,211	52,46	2,124	14,6
Мел	0,026	1,87	2,9	21,0
Юра	0,312	4,03	2,3	16,0
Триас	0,042	0,54	0,006	0,04
Пермь	1,31	16,79	3,780	27
Карбон	2,11	24,31	2,890	21
Девон	–	–	0,0002	0,001
Всего	7,731	100	14,002	100

Примечание. Прочерк – нет данных.

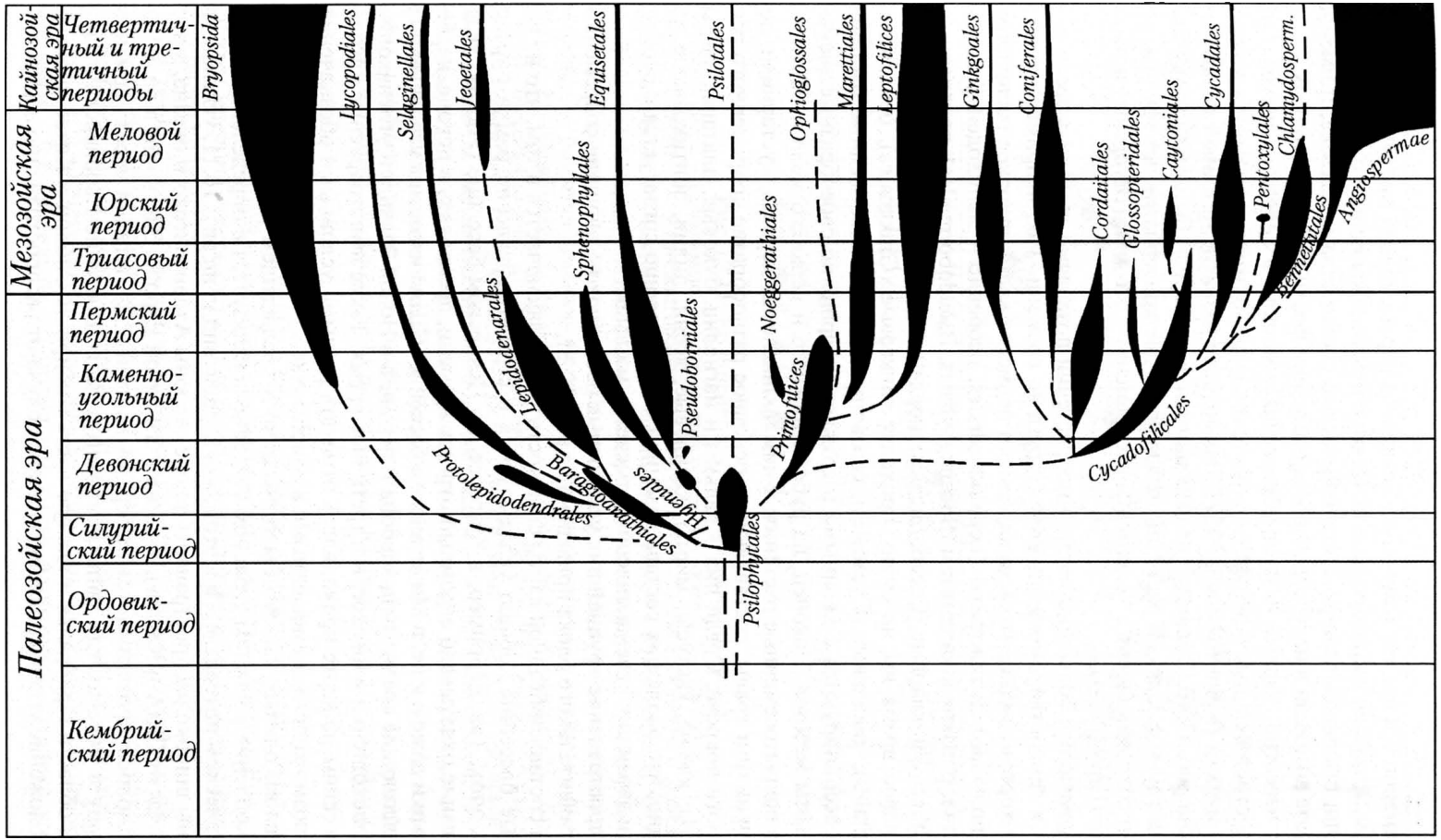


Рис. 10.10. Геохронологическая схема эволюции (дендрограмма) высших растений [Тахтаджян, 1954]

Примерно 1 млрд лет тому назад появились первые протисты (эукариоты) организмы, живущие в кислородной атмосфере и размножающиеся с помощью митоза. Они сделались важной составной частью сообщества планктона, и именно на их базе возникли в начале фанерозоя скелетные формы многоклеточных.

Как известно, первые наземные растения возникли в середине силура. Это были листостебельные псилофиты – растения очень близкие по формам к водорослям и мхам [Криштофович, 1957]. Дальнейшее развитие наземной флоры показано на рис. 10.10. Обращает на себя внимание, что среди быстро эволюционирующих групп и классов растений выделяются две консервативные группы, устойчиво сохраняющиеся с палеозойского времени, – это мхи (Bryopsida) и папоротники (Leptofilices).

Подавляющее большинство древних растений позволяют выделить среди них классы и семейства, сменяющие друг друга во времени. Так, например, на диаграмме хорошо видно, что в карбоновое и пермское время широкое распространение получают лепидофиты (Lepidodendrales, особенно – лепидодендроны), – семейства, близкие к каламитам (Sphenophyllales, Bseudobormiales), папоротники (Primofilices), цикадовые (Cecadofilicales), кордаиты (Cordaitales). Позднее, в юрско-меловое время им на смену приходят гинкговые (Ginkgoales), бенеттовые (Benettitales), цикадовые (Cycadales), саговниковые: эти голосеменные растения иногда ассоциируются с хвойными и создают совершенно своеобразные лесные ландшафты мезозоя. Наконец, на рубеже нижнего и верхнего мела появляются первые покрытосеменные растения; к ним принадлежат деревья, кустарники, полукустарники и травы, составляющие основное разнообразие современного растительного покрова. Среди них – пальмы и магнолии, буковые, платаны, лавры, самшиты, клены, кактусы, мирты, кизиловые, ясени, лилии, зонтиковые и др. Очевидно, что эволюция состава наземной флоры хорошо согласуется с особенностями эволюции угленакопления, отмеченными выше.

Распространение крупнейших угленосных бассейнов на площади современного континентального блока приведено на рис. 10.11.

При составлении такой карты сложность задачи заключается в том, что не все угольные бассейны хорошо укладываются в стратиграфические рамки определенных эпох. Так, например, в Кузбассе и в Печорском бассейне (Россия) углеобразование охватывало огромный отрезок времени, проявляясь в девоне, карбоне, перми и даже в юре, в Мичиганском бассейне (США) известны угольные пласты, залегающие среди толщ карбона и перми, а в Новой Зеландии угленакопление происходило и в юрское, и в третичное время. Такие «многоярусные» угольные бассейны на карте приходилось отмечать разными условными обозначениями, по возможности совмещенными в одной точке.

В целом, однако, как это было показано в предыдущем разделе, чаще всего угленакопление в каждом угольном бассейне локализуется в определенном стратиграфическом интервале. При этом, как хорошо видно на рис. 10.11, угленосные бассейны широко распространены по обе стороны Атлантического океана, в восточной части США и Канады, а также в Западной Европе. Здесь они в виде широтной полосы протягиваются от берегов Англии и Португалии через Германию и Польшу в Россию, где занимают южную часть Восточно-Европейской платформы, области Приуралья и южную часть Сибири. В Сибири и Китае происходит омоложение угленакопления; вначале получают распространение пермо-три-

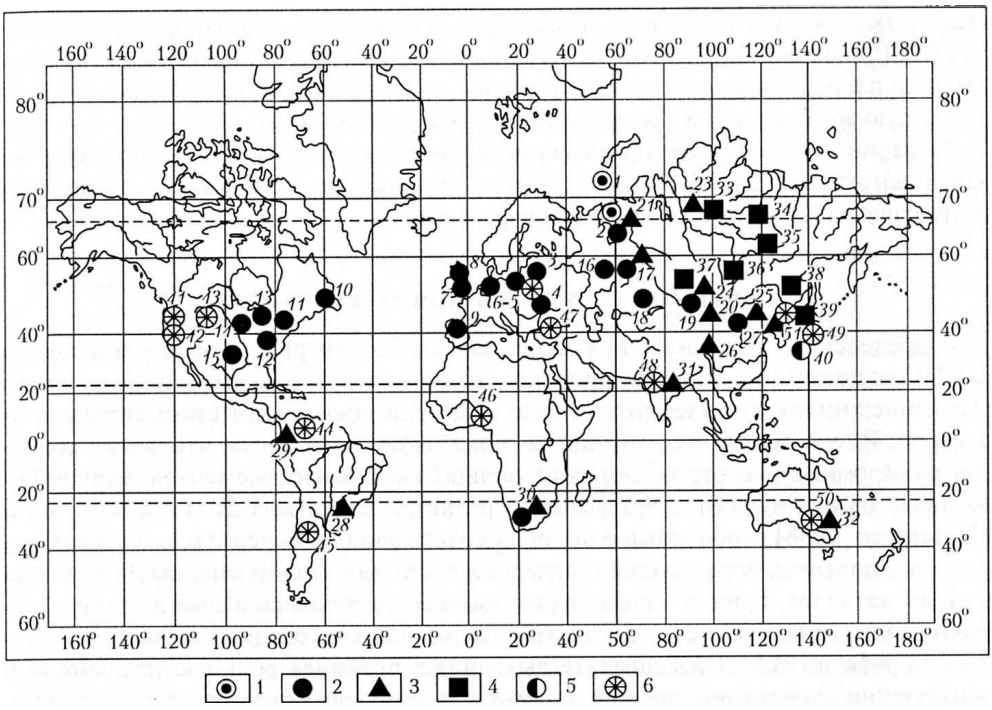


Рис. 10.11. Крупнейшие угольные бассейны мира

1 – девонские; 2 – карбоновые; 3 – пермо-триасовые; I4 – юрские; 5 – меловые; 6 – третичные. Цифры на схеме: 1 – Медвежьегорский; 2 – Печорский; 3 – Подмосковный; 4 – Донецкий; 5 – Верхнесилезский; 6 – Нижнерейнско-Вестфальский (Рурский); 7 – Южноуэльский; 8 – бассейны Уентральной и Северной Англии; 9 – бассейн Деро; 10 – бассейн Сидней; 11 – Аппалачский бассейн; 12 – Иллинойс; 13 – Мичиган; 14 – Западный Техас; 15 – Юго-Западный Техас; 16 – Кизеловский; 17 – Восточно-Уральский бассейн; 18 – Карагандинский; 19 – Кузнецкий; 20 – бассейн Шаньси; 21 – Печорский; 22 – Челябинский; 23 – Тунгусский; 24 – Кузнецкий; 25 – бассейн Татун; 26 – бассейн Сычуань; 27 – Сучанский бассейн; 28 – бассейн Рио Гранде; 29 – бассейн Богота; 30 – Трансвааль; 31 – Ранигана; 32 – бассейн Новый Южный Уэльс; 33 – Тунгусский бассейн; 34-35 – Лено-Вилюйский бассейн; 36 – Канский бассейн; 37 – Иркутский бассейн; 38 – Буреинский бассейн; 39 – Сучанский бассейн; 40 – бассейн Хонсю; 41 – бассейн Скалистых гор; 42 – бассейн Тихоокеанского побережья; 43 – бассейн Альберты; 44 – бассейн Венесуэлы; 45 – бассейн Сан-Рафаэль (Мендоса); 46 – бассейн Нигерии; 47 – бассейн Гераклеи; 48 – бассейны Ассама и Белуджана; 49 – бассейны Японии; 50 – Новый Южный Уэльс; 51 – бассейны Кореи

асовые угленосные бассейны, а еще восточнее – юрско-меловые. Буроугольные третичные угленосные бассейны широко развиты на самом востоке Евразии и на западе Северной Америки; они как бы замыкают широтную цепь углепроявлений Северного полушария.

На первый взгляд может показаться, что три полосы угольных бассейнов, расположенные на севере континентов, у экватора и на южном окончании континентального блока, хорошо совмещаются с современными гумидными зонами (см. рис. 4.1). Однако более внимательное сравнение показывает случайность такой связи. Действительно, в центральной части Азиатского материка угольные

месторождения Южного Урала, Казахстана, впадин Тянь-Шаня и Северного Китая (КНР) выходят за пределы гумидной зоны умеренного климата и располагаются на площади аридного осадконакопления. Не укладываются также в южную гумидную зону угольные бассейны Бразилии и отчасти ЮАР.

В целом, субширотная локализация разновозрастных угольных бассейнов на континентальном блоке Земли отражает, по-видимому, суммарную эволюцию климатической зональности планеты в фанерозое.

Геохимия элементов-примесей в углях

Определение элементов-примесей в углях впервые было проведено В.М. Гольдшмидтом в начале прошлого века; этот исследователь определял содержание химических элементов в золе углей с помощью рентгеноспектрального анализа. Результаты поразили многих геохимиков – оказалось, что в золе содержится огромное количество самых различных химических элементов, причем некоторые из них являются чрезвычайно редкими. В статье В.М. Гольдшмидта и К. Петерса [1938] сообщалось о высоких содержаниях в каменных углях серебра, золота и платины, бора, галлия и германия, мышьяка, молибдена, скандия и ряда других металлов, причем многие из них концентрировались в золе в сотни и тысячи раз по сравнению с их средними содержаниями в осадочных породах. Благодаря работам В.М. Гольдшмидта выяснилась огромная роль растительности в накоплении элементов-примесей, родилась мысль о возможности промышленного использования золы и возгонов, образующихся при сжигании углей, и возникла легенда о торфяниках и углях – породах-концентраторах многих химических элементов. Эту легенду укрепляло то обстоятельство, что повсеместно, характеризуя микрососта углей, геохимики пользовались определениями, сделанными в золе, и не пересчитывали результаты на всю угольную массу. В итоге получались сенсационные данные. Так, например, в своем замечательном и очень полном обобщении, посвященном геохимии редких элементов в осадочных породах, К. Краускопф [1958] сообщал, что в золе углей молибден, мышьяк и висмут могут концентрироваться в 2000 раз, сурьма – до 1000, а галлий и германий – до 400 раз и при этом не анализировал количество золы в различных углях месторождений.

Впервые Ф.Я. Сапрыкин [1965], а позднее, по его данным, Ю.Е. Баранов [1966] рассчитали среднее содержание химических элементов в углях СССР и золе; оказалось, что в углях обычно концентрируются W, Pb, Mo, V, Ge, Ni, Co и, возможно, Be. Меньше кларковых распространены содержания Cu, Ga, Sc, Zr, Sn. Работы Ф.Я. Сапрыкина и Ю.Е. Баранова явились поворотным пунктом в более реалистичной оценке распределения элементов-примесей в углях и золе.

Проблеме геохимии элементов-примесей в углях были посвящены исследования В.А. Зильберминца, В.М. Ратынского, И.С. Сафиева, К.Ю. Волкова, Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис, А.В. Мерц, В.Р. Клера, А.Г. Дворникова, И.Л. Башаровича, Л.Я. Кизельштейна, А.Э. Юровского, Ф.Ф. Таранушича, В.В. Середина, D.J. Swain, F. Leutwein, T. Stadnichenko, H.W. Turner, P. Zubovic, R.B. Finkelman и многих других.

На первых порах казалось, что схема обогащения углей элементами-примесями проста и многостадийна. Вначале растения извлекают элементы из почв и концентрируют их в растительной массе, затем дополнительное обогащение происходит в процессах торфообразования и, наконец, процесс концентра-

ции элементов-примесей завершается в ходе углефикации, уплотнения и кристаллизации углей. Впоследствии стало очевидным, что идея многостадийности концентраций элементов-примесей в углях совершенно правильна, но сам механизм процесса оказался значительно более сложным и неоднозначным.

Прежде всего следует подчеркнуть, что исходный растительный материал, сам по себе, оказывается чрезвычайно неоднородным; на его состав влияют видовые и родовые отличия растений, отличия в химическом составе их частей – листьев, стеблей, корней, сучьев, коры и других составляющих, наконец, отличия в составе почв, на которых они произрастают. Так, например, Д.В. Харбух [Harbaugh, 1950] определил содержание свинца в ветках мерилендского дуба, произрастающего на площади развития карбоновых известняков, содержащих залежи свинцово-цинковых руд в штатах Канзас, Миссури, Оклахома (США). Оказалось, что содержания Pb колеблются в очень широких пределах, от 1 до $41 \cdot 10^{-3}$% и выше, причем области максимальных содержаний этого элемента пространственно связаны с расположением спрятанных под почвами рудных тел (рис. 10.12). Поэтому средний химический состав растительных остатков в низовом торфяном болоте представляет собой «среднюю температуру людей, лежащих в больнице»; рассчитанные цифры могут быть весьма далеки от реальных и их следует использовать только как первые наведения.

Не более точны и воспроизводимые средние содержания химических элементов в бурых и каменных углях, а также в антрацитах; общую геохимическую картину в них существенно осложняют процессы катагенетического перераспределения и формирования эпигенетических концентраций, которые входят в статистические оценки и делают их весьма условными и приближенными.

Не вызывает сомнения, что попытка подойти «с числом и мерой» к биологическим явлениям существенно отличается от статистических оценок в минеральном царстве, всегда является более условной.

Общую способность растений извлекать элементы из почв пытались определить Б.Б. Полынов [1956] и А.И. Перельман [1975; 1979]; последний предложил использовать так называемый коэффициент биологического поглощения (A_x), представляющий собой отношение содержания химического элемента в золе растения к его кларку в земной коре. Максимальная величина этого коэффициента отличает элементы, интенсивно извлекаемые растениями из почв (100 n); минимальное значение, отвечающее 0,0n–0,00n, характеризует самые трудноизвлекаемые элементы (рис. 10.13).

Оказалось, что наиболее энергично накапливаются живым веществом P, S, Cl, Br и I; сильно концентрируются Ca, Na, K, Mg, Sr, Zn, B, Se. Все остальные элементы можно отнести к группам среднего, слабого и очень слабого поглощения.

Поведение элементов-примесей в растениях-торфообразователях и в образующихся за их счет торфах исследовали Ф.Я. Сапрыкин, С.Н. Тюремнов, А.К. Лисицин, А.Н. Свентиховский, В.А. Ковда, П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова, В.Н. Криштапова, А.Ф. Кулачкова, А.В. Коченов, А.И. Тараканова, D. Moore, A. Szalay и др.

Было установлено, что растения привносят некоторое количество элементов в торфяники, и эти элементы, за немногим исключением, концентрируются в торфе. Во многих случаях содержание элементов-примесей в торфе превышает содержание их в исходных растениях (табл. 40).

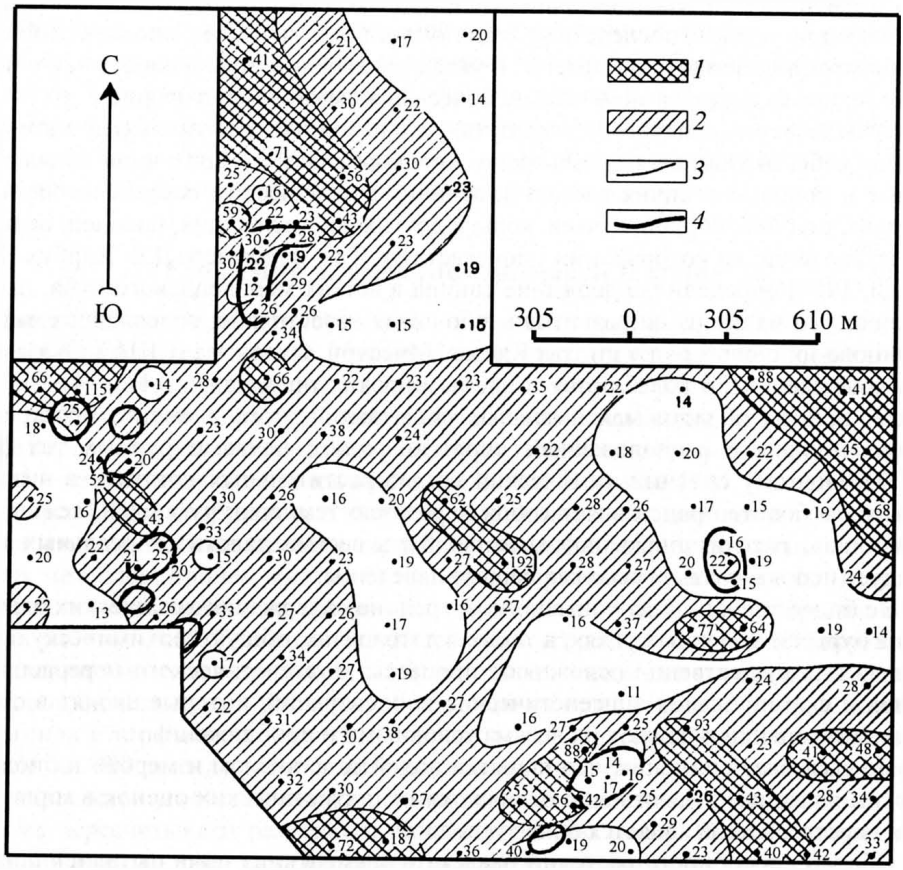


Рис. 10.12. Распределение свинца на участке Уинтворт [Harbaugh, 1950]
Спектральные анализы ветвей Quercus marilandica, 10^{-3} %: 1 – 41 и выше; 2 – 21–41; 3 – 0–20; 4 – граница минерализованных зон

Таблица 40. Содержание элементов-примесей в растениях-торфообразователях и торфах [Сапрыкин, Свентиховская, 1965]

Месторождения торфа	Компоненты торфяника	Зольность, %	Химические элементы, г/т сухого материала											
			Cu	Be	Ga	Ge	Sn	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	Zn	Mo
Горное	Растения	6,6	5,3	0,03	0,10	–	0,02	0,7	10,5	0,92	27,7	1,31	1,6	0,09
	Торф	15,3	12,0	0,16	1,03	0,17	0,02	0,55	2,4	6,2	54,6	3,7	8,7	0,51
Костомукское	Растения	1,7	0,81	0,01	0,04	–	0,04	0,57	4,7	0,2	0,25	0,1	0,51	0,01
	Торф	4,5	4,47	4,50	0,23	0,1	0,02	0,49	0,89	2,0	1,82	0,83	1,76	0,25
Соколье	Растения	6,6	19,35	0,4	0,13	0,17	0,39	8,44	364,9	3,97	0,35	–	12,3	–
	Торф	5,4	6,0	1,06	4,47	0,97	1,85	3,92	27,7	8,36	6,8	0,30	36,8	0,21

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

		КОЭФФИЦИЕНТЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО ПОГЛОЩЕНИЯ				
		100·n	10·n	n	0,n	0,0n-0,00n
ЭЛЕМЕНТЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО НАКОПЛЕНИЯ	энергичного	P,S,Cl,Br,I				
	сильного		Ca, Na, K, Mg, Sr, Zn, B, Se			
ЭЛЕМЕНТЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО ЗАХВАТА	среднего			Mn, F, Ba, Ni, Cu, Ga, Co, Pb, Sn, As, Mo, Hg, Ag, Ra		
	слабого и очень слабого				Si, Al, Fe, Ti, Zr, Rb, V, Cr, Li, Y, Nb, Th, Sc, Be, Cs, Ta, U, W, Sb, Cd	

Рис. 10.13. Ряды биологического поглощения элементов [Перельман, 1979]

В то же время опробование многочисленных современных торфяных залежей на территории России и СССР показало, что низовые торфяники всегда несколько обогащены элементами-примесями по сравнению с верховыми торфами, но (и это, пожалуй, главное) средние количества многих химических элементов в торфе значительно уступают кларковым содержаниям в осадочных породах (табл. 41).

Многолетние наблюдения Ф.Я. Сапрыкина, В.Р. Клер и А.Ф. Кулачковой [1973] не подтвердили представлений В.М. Гольдшмидта об основном поступлении микроэлементов в торфяные залежи за счет растений-торфообразователей. Оказалось, что главным процессом, определяющим судьбу элементов в торфах, является микробиологическая гумификация растительной массы и образование гуминовых и фульвокислот. Этот процесс был недавно достаточно полно рассмотрен Г.А. Заварзиным [2003], который наметил главные линии окислительной деградации растительной массы и, главным образом, лигнина, преобразующегося в гумус. Формирование гумуса в торфяных залежах существенно увеличивает сорбционную способность торфа; это экспериментально было подтверждено работами Дж. Мура [Moore, 1954], С.М. Манской с соавторами [1956] Е.В. Рожковой с соавторами [1959] и ряда других исследователей.

В результате поступления растворенных химических элементов в торфяную залежь с поверхностными, подземными и грунтовыми водами рождается огромное количество геохимических аномалий; сорбционные явления обеспечивают осаждение и точечную концентрацию самых различных химических элементов. Их ассоциации, как это подчеркивали А.И. Тараканова [1968] и В.Н. Крештапова [1967], обычно отражают металлогеническую специфику региона. Так, например,

Таблица 41. Распределение элементов-примесей в современных торфяниках

Элементы	Торфяники		Кларк в осадочных породах	Низинный торф		Верховой торф	
	Число проб	Средние содержания		Число проб	Средние содержания, (коэффициент вариации)	Число проб	Средние содержания, (коэффициент вариации)
Cu	2670	7,1	57	363	6,6 (61)	213	2,5 (85)
Be	1598	0,1	3	1219	0,1 (114)	257	0,1 (107)
Ba	345	59,1	800	254	73,8 (26)	59	13,6 (54)
Sr	1225	49,5	340	991	55,4 (40)	170	19,6 (53)
Mn	2670	115,0	670	360	258,0 (93)	212	25,3 (99)
B	136	1,1	100	52	1,8 (45)	59	0,6 (35)
Ga	2670	2,8	30	2657	3,7 (78)	603	1,2 (57)
Ge	2116	0,5	2	1679	0,6 (81)	583	0,4 (76)
Sn	1239	0,5	10	680	0,3 (100)	249	0,2 (112)
Pb	2670	2,7	20	2657	2,3 (71)	603	3,6 (64)
Zn	2612	11,4	80	348	19,0 (72)	203	26,4 (97)
Sc	1313	0,3	10	938	0,3 (84)	253	0,1 (112)
V	2670	9,8	130	2657	10,8 (90)	603	3,0 (37)
Cr	2670	7,1	100	2657	7,8 (36)	603	3,7 (51)
Ni	2670	7,2	95	2657	7,0 (44)	603	4,0 (63)
Co	2670	0,9	20	359	2,0 (90)	203	0,8 (81)
Ti	2670	256,2	4500	2657	283,8 (72)	603	117,9 (62)
Zr	2670	15,6	200	2657	17,9 (64)	603	4,2 (83)
Mo	2670	0,8	2	356	1,7 (68)	210	0,6 (77)
P	2339	354,6	770	1850	374 (77)	300	176 (43)
Ag	2670	0,2	0,1	2657	0,2 (78)	603	0,1 (86)

Примечание. Содержания элементов в торфяниках по [Сапрыкин и др., 1973]; в низинных и верховых торфах по [Малозольные..., 1968]; Кларк в осадочных породах по [Виноградов, 1962].

для торфяников Приуралья типичны концентрации Cr, Cu, Ga, Ni, Co, Mo, для Балтийского щита – Zr, Pb, для Валдайской возвышенности – Mo, Cu, Pb и P, а для Черниговского полесья – Zn, Ga, Pb и P.

Иногда повышенные содержания элементов-примесей в торфяниках достигают промышленного значения. Широко известны современные торфяные залежи острова Мадагаскар, где в среднем течении р. Фитамалама и в районе поселка Андрононахори разрабатывались пласты торфа, содержащие до 0,5% урана и повышенные количества Ta и Nb [Bain, 1950; Roubault, 1956]. Урановая минерализация в торфе проявляет себя в виде отенита и ураноцирцита (фосфаты U и Ba). Здесь непосредственным источником высоких содержаний в торфе явились выветривающиеся выходы металлоносных нефелиновых сиенитов [Хейнрих, 1962].

Сходные рудопроявления урана в торфяных залежах известны в Боснии (Верхний Дунай), в Киргизии (Камышановка); рудопроявления меди – в торфяниках Англии (Долгели), Ирландии и в Канаде [Davidson, Pousford, 1954].

В.Н. Крештапова [1969] показала, что типоморфными элементами торфяных залежей, т.е. элементами потенциально способными образовывать высокие содержания в торфах кроме U и Cu являются Ge, Ga, Mn, Sr, Ni, V, Cr, Ba, Ti и Zr.

При переходе от торфяников к углям средние содержания подавляющего большинства химических элементов возрастают; как это видно на табл. 42, исключением из этого правила являются лишь Cu, Sn, Pb, Ni и Zr. Сходным образом соотносятся между собой средние содержания элементов-примесей в бурых и каменных углях; за исключением Mn, B, Ga, Zn и Cr в каменных углях содержания большинства изученных элементов-примесей увеличиваются.

Таблица 42. Средние содержания элементов-примесей в углях (г/т) [Юдович и др., 1972]

Элементы	Бурые угли				Каменные угли			
	Число групп для $\bar{x}$ / число групп для $\bar{x}$ взв.	$\bar{x}$ в золе	$\bar{x}$ взв. в угле	$\bar{x}$ взв. в угле/кларк в осадочных породах	Число групп для $\bar{x}$ /число групп для $\bar{x}$ взв.	$\bar{x}$ в золе	$\bar{x}$ взв. в угле	$\bar{x}$ взв. в угле/кларк в осадочных породах
Cu	20/13	38	3	0,1	45/26	93	7	0,2
Be	9/5	22	1	0,4	24/13	26,3	3,2	0,9
Ba	8/3	650	–	–	15/7	590	120	0,3
Sr	7/3	850	–	–	12/7	420	240	0,9
Mn	21/12	280	130	0,2	27/16	250	70	0,1
B	11/5	660	(140)	1,6	17/10	240	80	0,9
Ga	12/5	23,4	(5,8)	0,2	22/14	25,7	2,3	0,1
Ge	10/8	7,4	7,1	1,2	40/15	28	7	5,4
Sn	16/13	5,2	0,4	0,1	26/21	7,6	1,3	0,3
Pb	15/8	25	17	1	26/16	199	59	3,3
Zn	8/5	160	(60)	(0,7)	21/13	320	20	0,3
As	7/3	(230)	–	–	20/9	166	29	2,6
V	25/14	63	10	0,1	49/28	126	19	0,2
Cr	20/14	32	12	0,2	30/21	54	8	0,1
Ni	21/12	28	5	0,1	41/28	69	13	0,2
Co	19/14	15,1	3,1	0,2	36/28	28	4	0,3
Ti	21/12	960	180	0,05	26/17	3200	400	0,1
Zr	18/11	(120)	10	0,1	25/20	115	28	0,2
Mo	–	14,8	(2,8)	1,3	24/16	26	4	1,9

Примечание. $\bar{x}$ – среднее геометрическое, $\bar{x}$ взв. – среднее взвешенное; в скобках – приблизительные результаты вследствие неоднородности или малочисленности исходных данных; прочерк – элемент не обнаружен.

Характерно, что восстановительная и сорбционная способность бурых и, отчасти, каменных углей остается достаточно высокой; по данным Дж. Мура [Moore, 1954] и Е.В. Рожковой с соавторами [1959], максимальной сорбционной способностью обладает бурый уголь (лигнит) и уголь, переходный к каменному. Дальнейшая углефикация залежей увеличивает плотность (и кристалличность) углей и уменьшает их способность извлекать элементы-примеси из поверхностных подземных, пластовых и грунтовых вод. Так, например, исследования Дж. Мура [Moore, 1954] показали, что торф, лигнит и битуминозный уголь сорбируют около 98% урана из раствора, тогда как каменные угли и антрациты – не более 34%, а Дж. Шопф и Р. Грей [Schopf, Gray, 1954] установили прямую зависимость между содержаниями урана и гуминовыми кислотами в углях. Любопытно, что максимальное количество элементов-примесей извлекается бурыми углями в восстановительной и слабо кислой среде, при pH=5–6 [Лисицин, 1975].

Многие буроугольные (лигнитовые) месторождения содержат эпигенетическую урановую, ураново-редкометальную и медную минерализацию. В США к ним принадлежит довольно большая группа третичных и, отчасти, меловых буроугольных месторождений Великих равнин и Скалистых гор, описанных в работах J.R. Gill, N.M. Denson, H. Masursky, D. Vine, G.A. Breger, M. Deul, S. Rubinstein, G.B. Gott и др.; обобщение этих работ можно найти в статье Д. Вайна [1955] и книге Э. Хейнриха [1962]. В России, Казахстане и Киргизии сходные ураново-редкометальные концентрации известны в юрских буроугольных месторождениях, исследованных З.Н. Некрасовой, С.Д. Расуловой, А.С. Столяровым, В.Ф. Лухтиным, Я.М. Кисляковым, Е. М. Шмариовичем, М.Ф. Максимовой, В.А. Успенским, И.А. Кондратьевой, А.К. Лисициным; обзор этих месторождений выполнен в монографии Я.М. Кислякова и В.Н. Щеточкина [2000].

Основная масса ураново-редкометальных лигнитов США сосредоточена в области Великих равнин, на границе штатов Монтана, Северная и Южная Дакота; отдельные залежи этого типа установлены также в штатах Айдахо, Вайоминг и Нью Мексико.

Лигниты штатов Дакота пользуются очень широким распространением и отличаются огромными запасами углей; они связаны с меловыми, а также палеоценовыми и эоценовыми формациями. На юго-западном крыле впадины Уиллистон угленосные толщи эродированы и перекрыты полого залегающими отложениями вулканических пород олигоценовой толщи Уайт Ривер; последние богаты ураном и разнообразными элементами-примесями. Как показано на рис. 10.14, вулканиты промываются грунтовыми и речными водами, а нисходящие рудосодержащие растворы изменяют буроугольные пласты и в непосредственной близости от области несогласия обогащают их ураном и элементами-спутниками. Среди элементов, сопутствующих урану, встречены B, Ba, Sr, Ga, Mo, реже – Zn, Cu, Be, Zr; их распределение в пластах симбатно с распределением урана. Чаще всего они обогащают кровлю угленосных пластов.

Более сложно строение ураново-редкометальных углей России, Казахстана, Узбекистана и Киргизии, расположенных во впадинах Урало-Алтайского региона и связанных с юрскими отложениями. Здесь наиболее крупным объектом является месторождение Кольджат; кроме него разведывались Туракавакское, Джильское, Нижнеилийское, Бозщакольское и Донское месторождения. Большинство объектов здесь связано с инфильтрационными процессами в юрских песчаниках;

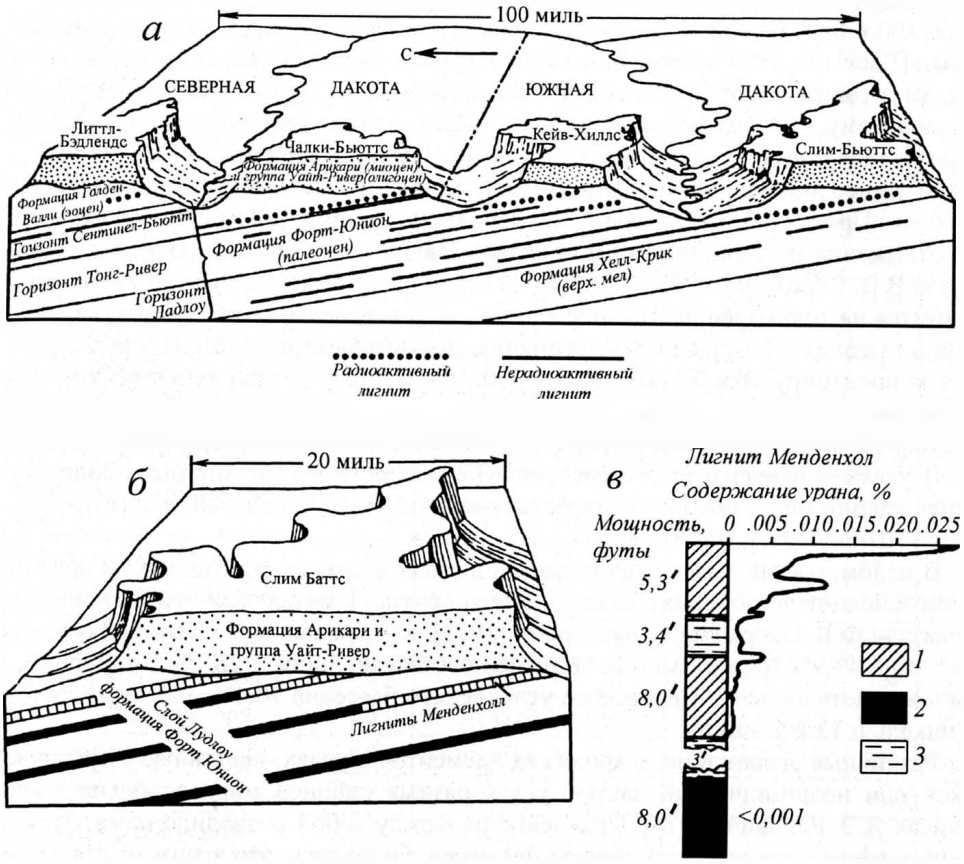


Рис. 10.14. Месторождения урана в лигнитах [Denson, Gill, 1956]

а – схематический разрез через штат Дакота, показывающий стратиграфическое положение урансодержащего лигнита; *б* – блок-диаграмма Слим-Баттс, показывающая залегание наиболее радиоактивных лигнитов под доолигоценовым несогласием; *в* – типичное распределение концентраций урана в лигнитах: 1 – урановосные лигниты; 2 – нерадиоактивные лигниты; 3 – глина

ураново-редкометальное оруденение в них контролируется зонами окисления и восстановления в проницаемых песчаниках, а угленосные пласты обогащаются рудными компонентами только на тех участках, где они контактировали с урансодержащими растворами. Было установлено, что в бурых углях Кольджатского месторождения кроме урана концентрируются Se, Mo, Cu, Th, Ba, Ag, в Джильском месторождении – Mo, Ge, Be, V, в Туракавакском – группа редких земель и Mo [Кисляков, Щеточкин, 2000].

Ассоциации редких элементов, концентрирующихся в бурых углях, варьируют достаточно широко. Кроме упомянутых выше урано-редкометальных месторождений бурые угли содержат германиево-редкометальные руды. Одним из таких объектов, по-видимому, является германиевое месторождение Ленг Крик, связанное с

эоценовыми угленосными песками и алевролитовыми глинами Тихоокеанского побережья Британской Колумбии (Канада); оно было описано в статье Ф.К. Бекланда [Backland, 1959], приурочено к лигнитовым линзам и углефицированным остаткам в толще осадочных отложений, залегающих на магматических породах, и, по-видимому, генетически связано с вулканогенно-гидротермальными процессами. Содержание германия достигает 9,5% GeO_2 в золе и 2% в породе.

Не менее любопытно германиево-редкометальное месторождение Павловское (Россия, Приморье), связанное с миоценовыми бурыми углями и вмещающими их отложениями, выполняющими впадину Ханкайского массива. Здесь, по материала В.В. Середина [2003а,б], пространственное положение рудных тел контролируется не только напластованием углей, но и пересечением разломов; наряду с очень высокими содержаниями германия, достигающими 2200 г/т, в рудных телах концентрируются W, Be, As, Sb, Rb, Cs, TR и ряд других элементов. По-видимому, образование оруденения связано с деятельностью гидротермальных растворов, воздействовавших на реакционноспособную буроугольную массу.

В углях Нижнесилезского бассейна (Германия) известно промышленное месторождение меди, которое разрабатывалось попутно с добычей энергетических углей [Шнейдерхен, 1958].

В целом, состав элементов-примесей в углях молодых (третичных) и древних (мезозойско-палеозойских) бассейнов тесно связан с металлогенией региона. Как показали Ф.Я. Сапрыкин с соавторами [1973], в углях мелового Южно-Якутского бассейна 43,9% от всей массы примесей составляет цинк и 28,1% – цирконий, в одновозрастных углях Серовского угленосного бассейна 18,4% – ванадий, 30,7% – никель и 13,2% – медь.

Различные ассоциации химических элементов в углях, связанные с органической или неорганической частью углей разных районов мира довольно полно описал Я.Э. Юдович [1978]. Сравнение их между собой позволило наметить ряд типоморфных для углей элементов-примесей. Оказалось, что к ним можно отнести: Cu, Be, Zn, Pb, Ca; B, Sc, Y, TR, Al; Ge, Ti, Zr; V, Sb, As, P; Cr, Mo, U, S; Cl, F; Co, Ni, Fe. Все эти элементы отличаются высокой способностью образовывать прочные соединения с органическим веществом.

Следует также отметить, что при переходе от бурых углей к каменным и, особенно, к антрацитам, по мере усиления степени углефикации угольной массы, количество элементов-примесей несколько сокращается. Об этом свидетельствует таблица 43, где приведены средние содержания металлов в углях некоторых угленосных бассейнов России, рассчитанные А.З. Юровским [1968]. Из нее следует, что почти все металлы в углях в среднем заметно уступают своему кларковому содержанию в стратисфере.

Весьма своеобразно также поведение элементов-примесей в угленосных отложениях; вмещающие угольные пласты песчаники, алевролиты, глины и известняки нередко обогащаются теми же элементами-примесями, что типичны для углей. Так, например, в Боковском и Должанском районах Центрального Донбасса Н.М. Страхов с соавторами [1959], изучив поведение элементов-примесей в морских, переходных и континентальных аргиллитах, алевролитах и песчаниках свиты среднего карбона (C_2^6), пришли к выводу о слабой концентрации элементов-примесей в разных типах пород и об упорядоченном их распределении в ряду песчаник–алевролит–аргиллит–известняк.

Таблица 43. Среднее содержание металлов в углях некоторых угольных бассейнов и месторождений СССР, г/т [Юровский,1968]

Угольные месторождения и бассейны	Cu	Mn	Sn	Zn	V	Cr	Ni	Co	Ti	Zr
Печорский, карбон, пермь, триас, юра	6,8	60,5	0,8	–	29,0	16,3	19,1	5,6	915	29,4
Кузнецкий, карбон, пермь	2,4	–	0,7	–	8,4	2,2	6,4	2,6	372	25,1
Минусинский, юра	5,0	100,6	0,3	–	14,2	6,0	19,6	6,3	606	46,0
Южно-Якутский, мел	4,7	–	–	–	13,2	–	4,3	–	554	–
Сучанский, мел, юра	3,0	–	0,9	–	22,6	15,5	7,1	–	912	36,0
Львово-Волынский, третичный	24,1	59,1	–	193,0	25,1	8,3	8,7	6,1	779	14,8
Днепровский, третичный	5,5	45,3	0,9	–	26,9	16,4	10,6	4,6	1485	99,3
Подмосковный, карбон	9,6	27,6	2,2	898	26,9	9,5	21,2	5,6	1367	122,6
Юго-Восточный Донбасс, карбон	51,1	117,8	1,7	–	38,6	18,1	22,0	7,6	725	22,8
Кизеловский, карбон	30,9	14,5	0,6	350	22,9	9,7	16,4	–	1477	–
Карагандинский, карбон	17,0	63,2	0,1	–	26,3	2,5	2,9	2,4	1247	25,6
Челябинский, трас	15,3	236,6	0,3	–	55,0	26,2	15,2	4,7	1561	33,6
Южно-Уральский, карбон	2,4	–	1,6	–	–	–	7,3	3,4	704	–
Канско-Ачинский, юра	3,0	235,0	0,4	–	12,8	4,0	5,0	3,1	107,9	9,4
Иркутский, юра	3,9	41,6	6,1	–	6,1	0,9	6,3	1,9	298	36,3
Ленский, юра	5,8	173,4	0,1	–	–	20,1	2,1	–	169	–
Угловский, третичный	–	39,0	0,1	–	28,0	6,4	5,7	2,8	532	35,2
Верхне-Суйфунский, мел	6,0	30,9	1,1	–	–	12,7	5,9	–	1662	49,2
Буреинский, юра	15,0	–	–	–	–	29,4	9,4	2,5	2254	–
Серовский угленосный район, мел	–	–	0,5	–	79,4	19,6	18,7	7,1	–	12,3
Северо-Кавказский, юра, карбон	17,3	89,3	0,8	–	61,1	16,5	34,7	11,6	1703	78,2
Месторождения Закавказья, юра	28,8	54,8	–	–	92,0	7,3	8,3	5,5	1229	42,4
Кларк в осадочных породах	57	670	10	80	130	100	95	20	4500	200

Примечание. Прочерк – нет данных.

Позднее, однако, Ф.Я. Сапрыкин с соавторами [1973] привел сравнительные данные по распределению элементов-примесей в углях и вмещающих их породах Донбасса; они приведены в таблице 44.

При ее рассмотрении становится очевидным, что повышенные содержания в углях по сравнению с породами имеют только молибден (5,7 г/т), свинец (30 г/т) и германий (3,8 г/т). Содержание остальных элементов в породах в несколько раз превышает их содержание в углях.

Таблица 44. Среднее содержание элементов-примесей в углях и вмещающих породах Донбасса (г/т) [Сапрыкин и др., 1973]

Породы	Be	Ga	Ge	Sn	Pb	Zn	V	Cr	Ni	Co	Zr	Mo
Песчаники	7,9	72,6	1,0	0,3	12,4	0,2	40,7	61,2	30,2	6,5	203,3	1,3
Алевролиты	10,9	78,3	2,7	3,3	11,0	9,7	32,3	53,0	30,0	13,0	229,2	0,6
Аргиллиты	8,6	48,9	1,7	2,5	20,3	41,3	95,7	42,6	40,9	5,8	97,2	2,4
Известняки	4,2	32,5	2,7	0,2	8,8	5,5	21,4	33,7	39,5	2,1	72,8	1,5
Угли	2,6	4,4	3,8	1,8	30,0	18,4	24,4	7,5	30,5	5,7	8,0	5,7
Кларк в стратисфере	3	30	2	10	20	80	130	100	95	20	200	2

Данные Н.М. Страхова были существенно дополнены материалами А.Н. Большакова и С.В. Пивоварова [1974], которые с помощью спектрального анализа исследовали поведение 20 химических элементов в отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона юго-западного Донбасса; ими была опробована толща в 6000 м и отобрано 1060 проб. Авторы пришли к выводу, что максимальные колебания во вмещающих породах испытывают свинец, цинк, марганец и галлий, и в целом для исследуемого района типично не упорядоченное, а пестрое распределение элементов-примесей.

Следующий шаг в познании геохимии углесодержащих пород и углей Донбасса был сделан Ф.Ф. Таранушичем [2003], который исследовал поведение элементов-примесей в углях Восточного Донбасса с помощью нейтронно-активационного, атомно-адсорбционного и спектрографического анализов и, применив кластерный анализ, установил, что распределение элементов-примесей в углях зависит не от фациальной их принадлежности, а от структурно-тектонического и металлогенического положения. Им было проведено геохимическое районирование углей и в пределах исследованной площади выделены три различные зоны: стронций-золото-металлическая, вольфрамовая и селеновая (рис. 10.15). На фоне этих крупных поясов выделяется ряд более мелких геохимических аномалий в углях и угленосных отложениях. Автор приходит к выводу, что выявленные им закономерности свидетельствуют о широком эпигенетическом перераспределении химических элементов в углях и вмещающих их толщах, причем он не исключает участие в этом процессе гидротермальных растворов.

Материалы, изложенные в данной главе, позволяют, как мне кажется, сделать вывод, который уже сделали в свое время Ф.Я. Сапрыкин, В.Р. Клер и А.Ф. Кулачкова [1973], что переход каменных углей в антрацит в Донбассе сопровождался их молекулярной перестройкой и упрощением молекул, а это, в свою очередь, вызывало высвобождение химических элементов из органического вещества, их растворение в водах и газоводных флюидах и перераспределение внутри угленосной осадочной толщи. В результате возникали формационные связи концентраций элементов-примесей, они накапливались в различных частях угленосных толщ, нередко в связи с зонами повышенной проницаемости и трещиноватости. Локализация рудопроявлений контролировалась при этом не одними пластами углей, а всей угленосной формацией региона.

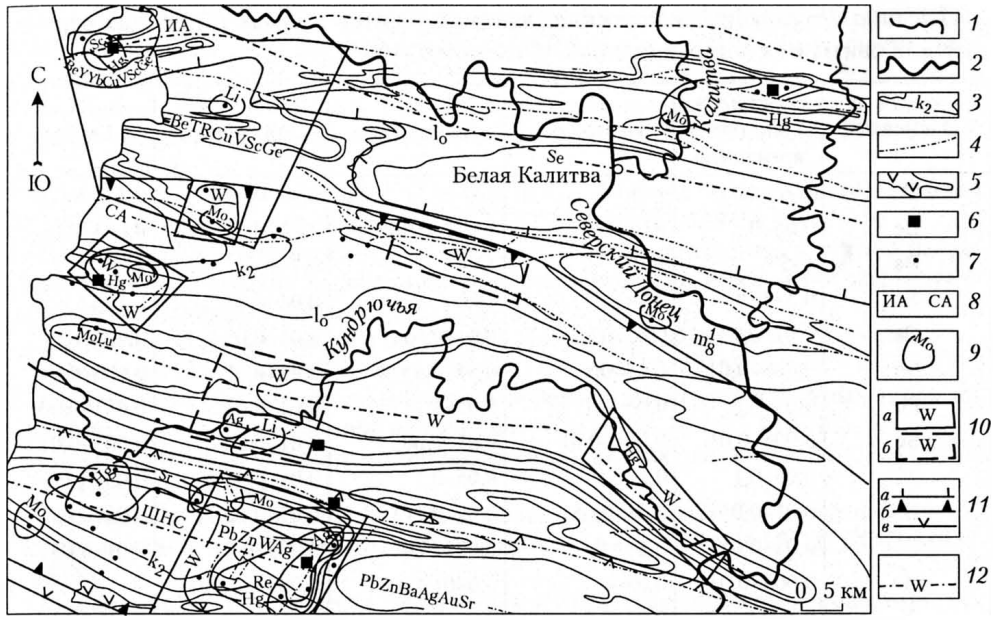


Рис. 10.15. Районирование Восточного Донбасса по элементам-примесям в углях и антрацитах [Таранушич, 2003]

1 – государственная граница; 2 – реки; 3 – выход угольного пласта под рыхлые отложения и его индекс; 4 – тектонические нарушения; 5 – изверженные породы; 6 – ранее выявленные рудопроявления и участки рудной минерализации; 7 – шахты, продукция которых опробована на элементы-примеси; 8 – некоторые крупные геологические структуры: ИА – Изваринская антиклиналь, СА – Северная антиклиналь, ШНС – Шахтинско-Несветаевская синклиналь; 9 – геохимические аномалии; 10 – границы блоков (а – установленных, б – предполагаемых) и ведущий элемент; 11 – границы поясов (а – селенового, б – вольфрамового, в – стронций-золото-полиметаллического); 12 – оси поясов и ведущий элемент

Следует подчеркнуть, что сходные закономерности распределения химических элементов были ранее установлены в ряде других регионов. Так, например, Ю.Е. Баранов [1966], исследовавший угленосные отложения верхнедуйской свиты о-ва Сахалин, показал, что максимальные содержания элементов-примесей в углях здесь вполне сопоставимы с их концентрациями во вмещающих песчаниках, алевролитах и глинах, а иногда даже уступают им (табл. 45). При этом характерно, что угли этого региона, имеющие возраст эоцен-олигоцен, находятся на стадии коксующихся, реже – длиннопламенных и несмотря на сравнительно молодой возраст испытали воздействие эффузивов и региональный метаморфизм.

Очевидно одно: осадочные породы, входящие в состав угленосных формаций, особенно в тех случаях, когда угли находятся на высших стадиях углефикации, могут служить объектом поисков высоких содержаний элементов-примесей.

Заканчивая на этом главу, хотелось бы еще раз подчеркнуть, что на протяжении всего процесса торфо- и углеобразования взаимоотношение углей и элементов-примесей трансформируется дважды. На первом этапе торфообразования и гумификации торфяники, бурые и, отчасти, каменные угли, накапливают в себе гу-

Таблица 45. Максимальные содержания элементов в углях и породах верхнедуйской свиты Южного Сахалина (%) [Баранов, 1966]

Элементы	Угли и углистые аргиллиты	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Глины
Cu	1–5	1–5	1–5	0,01–0,05	0,1–0,5
Be	0,05–0,1	0,01–0,05	0,001–0,005	0,01–0,05	0,005–0,01
Ba	1–5	5–10	1–5	0,1–0,5	1–5
Sr	0,5–1	0,5–1	1–5	0,01–0,05	0,1–0,5
Ga	0,01–0,05	0,01–0,05	0,01–0,05	0,01–0,05	0,005–0,01
Sn	0,005–0,01	0,05–0,1	0,01–0,05	0,01–0,05	0,005–0,01
Pb	0,05–0,1	0,05–0,1	0,05–0,1	0,01–0,05	0,001–0,005
Sc	0,005–0,01	0,005–0,01	0,01–0,005	0,01–0,05	0,005–0,01
V	0,05–0,1	0,1–0,5	0,05–0,1	0,01–0,05	0,05–0,1
Ni	0,01–0,05	0,01–0,05	0,05–0,1	0,01–0,05	0,01–0,05
Co	0,01–0,05	0,5–1,0	0,005–0,01	0,005–0,01	0,01–0,05
Mo	0,005–0,01	0,05–0,1	0,0001–0,001	0,0001–0,001	–
Y	0,1–0,5	0,05–0,1	0,01–0,05	0,01–0,05	0,05–0,1
La	0,5–1	1–5	0,01–0,05	0,01–0,05	–
Cl	0,1–0,5	0,5–1	0,1–0,5	0,05–0,1	0,05–0,1
Yb	0,05–0,1	–	–	–	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

миновые кислоты и становятся мощными концентраторами типоморфных химических элементов. В это время под действием поверхностных, грунтовых и пластовых вод в торфяниках и углях образуются высокие концентрации редких, цветных и радиоактивных элементов.

На втором этапе, вследствие углефикации и потери огромных масс воды, газов и битумоидов, угли становятся источником и активным участником перераспределения химических элементов в угленосных толщах. Именно в это время образуются редкометальные угленосные формации – уникальные ритмически построенные геологические тела, в которых среди углей и вмещающих их осадочных и вулканогенно-осадочных пород распространены концентрации Ge, Zr, B, Sr, V, U, Ni, Co, Cr, Pb, Zn, W, реже Li, Te, Sc, Se, Ti, TR, Ag, Sn, B.

Возможно, что именно с эпигенетическим перераспределением компонентов в угленосных формациях в значительной мере связаны концентрации элементов-примесей в изолированных углефицированных включениях, описанные в монографиях Я.Э. Юдовича [1972; 1978]; вряд ли они будут когда-либо иметь практическое значение, но их роль в качестве индикаторов геохимических явлений в осадочных отложениях несомненно очень велика.

Литература

Аммосов И.И., Горшков В.И. Палеотемпературы нефтеносных пород // Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М.: Изд-во ИГ и РГИ, 1971. С. 24–58.

Баранов Ю.Е. Редкие элементы в угленосных формациях // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. С. 736–755.

Большаков А.Н., Пивоваров С.В. Распределение малых элементов в каменноугольных отложениях Западного Донбасса // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1974. Т. 219. № 4. С. 966–968.

Вайн Дж.Д. Урансодержащие угли в США // Мирное использование атомной энергии. Т. 6. Геология урана и тория. М.: ГОНТИ, 1958. С. 525–531.

Вассоевич Н.Б., Неручев С.Г., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Горючие ископаемые: Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород М.: Наука, 1976. С. 47–62.

Вернадский В.И. Ход жизни в биосфере // Природа. 1925. № 10–12. С. 25–38.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.-Л.: Гос. изд., 1927. 368 с.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород Земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 412–425.

Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.–Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 244 с.

Гольдшмидт В.М., Петерс К. О накоплении редких элементов в каменных углях // Сборник статей по геохимии редких элементов. М.–Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. С. 41–53.

Григорьев С.М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 395 с.

Железнова Н.Г., Матвеев А.К. Мировые запасы углей // Советская геология. 1973. № 1. С. 76–86.

Жемчужников Ю.А. Введение в петрографию углей. ОНТИ, 1934. 68 с.

Жемчужников Ю.А. Общая геология ископаемых углей. М.: Углетехиздат, 1948. 320 с.

Жемчужников Ю.А. Об углефикации и метаморфизме углей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. С. 28–56.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: ХГУ, 1971. 176 с.

Иванов Г.А. Образование различных типов угленосных отложений в зависимости от накопления их в геосинклиналях и на континентальных платформах // Труды XVII сессии МГК. Т. II. М.: ГОНТИ, 1939. С. 68–82.

Иванов Г.А. Угленосные формации. М.: Наука, 1967. 350 с.

Иванов Г.А. Основные факторы образования угленосных формаций и их взаимосвязь // Угленосные формации и их генезис. М.: Наука, 1973. С. 14–30.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000. 612 с.

Крашенинников Г.Ф. Некоторые характерные черты в распределении угольных бассейнов по наиболее изученным районам СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 1. С. 34–68.

Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М.: Изд-во МГУ, 1957. 420 с.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1958. С. 375–426.

Криштапова В.Н. Гидрогеологические и геохимические условия торфонакопления в Мещерской низменности // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. № 3. С. 25–43.

Криштапова В.Н. Редкие, рассеянные и другие малые элементы в торфяных месторождениях Русской платформы. В кн.: Изучение торфяного сырья и сапропеля. М.: Недра, 1969. С. 117–148.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: ГОНТИ, 1957. 650 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.

Малозольные и сверхчистые угольные концентраты. Справочник. М.: Наука, 1968. 146 с.

Македонов А.В. Парагенезис углей и конкреций воркутинской серии Печорского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 8. С. 77–95.

Македонов А.В. Угленосная формация Печорского бассейна. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1965. 32 с.

Манская С.М., Дроздова Г.В., Емельянова И.П. Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидами // Геохимия. 1956. № 4. С. 10–23.

Матвеев А.К. Основные закономерности распространения углей в СССР и практические обоснования закономерностей изменения их свойств // Труды ИГН АН СССР. Вып.90.1947. 389 с.

Мишустин Е.Н. Роль микроорганизмов в повышении продуктивности земледелия и животноводства. М.: Знание, 1957. 87 с.

Наумова С.Н. Споры и пыльца СССР // Труды XVII сессии Международного геол. конгресса. Т.I. М.: ОНТИ, 1939. С. 48–62.

Орлов Н.А. Очерки по химии угля. М.: Изд-во АН СССР, 1934. 380 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

Погребицкий Е.О. Геологическая история Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма его углей // Труды XVII сессии Международного геол. конгресса. Т.1. М.: ГОНТИ, 1959. С. 69–89.

Полынов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 340 с.

Рожкова Е.В., Разумная Е.Г., Серебрякова О.В. и др. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах // Ядерное горючее и реакторые металлы. М.: Недра, 1959. С. 13–32.

Сапрыкин Ф.Я. Германиеносность чехла Русской платформы. В кн.: Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965. С. 180–187.

Сапрыкин Ф.Я., Свентиховская А.Н. Закономерности редкометального оруденения современных торфяников // Геохимия. 1965. № 1. С. 34–72.

Сапрыкин Ф.Я., Кир В.Р., Кулачкова А.Ф. Геохимические особенности концентрации редких элементов в различных фациальных типах отложений угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис. М.: Наука, 1973. С. 126–138.

Середин В.В. Аномальные концентрации элементов-примесей в месторождении германия «Спецугли» (Павловское буроугольное месторождение, Южное Приморье). Сообщение I. Сурьма // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 183–191.

Середин В.В. Аномальные концентрации элементов-примесей в месторождении германия «Спецугли» (Павловское буроугольное месторождение, Южное Приморье). Сообщение II. Рубидий и цезий // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 279–287.

Стадников Г.Л. Анализ и исследование углей. Харьков: Изд. ХГУ, 1932. 150 с.

Стадников Г.Л. Происхождение углей и нефти. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 224 с.

Степанов П.И. Теория поясов и узлов угленакопления // Сборник, посв. 30-летию ВОР. Т.II. М.:Изд-во АН СССР, 1947. С. 58–120.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического анализа) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 23. 1959. 223 с.

Тайхмюллер М. и Р. Катагенез угля (углефикация). В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 353–378.

Тараканова Е.И. О микроэлементах в торфяниках Среднего Урала и Среднего Зауралья // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 2. С. 136–141.

Таранушич Ф.Ф. Элементы-примеси в углях Восточного Донбасса // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 1. С. 97–104.

Тахтаджян А.Л. Вопросы эволюционной морфологии растений. Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 367 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 307 с.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного сырья. М.: ИЛ, 1962. 605 с.

Ценные и токсичные элементы в товарных углях Росссии. Справочние. М.: Недра, 19. 238 с.

Черноусов Я.М. Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1962. 293 с.

Шварц К., Лауппер Ж.О. От образования сена к образованию углей в природе. М.: Знание, 1930. 86 с.

Шнейдерхен Г. Явление конвергенции магматических и осадочных месторождений // Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957. С. 82–96.

Юдович Я.Э. Геохимия угольных включений в осадочных породах. Л.: Наука, 1972. 84 с.

Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 262 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука, 1985. 239 с.

Юровский А.З. Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. М.: Недра, 1968. 214 с.

Alpern B. Un exemple interessant de houillification dans le basin Lorrain et ses prolongements. Advances in Organic Geochemistry. Pergamon, Oxford, 1964. 186 p.

Bain G.W. Geology of the fissionable materials // Econ. Geology. 1950. V. 45. P. 273–323.

Buckland F.C. Germanium in British Columbia // West. Miner. And Oil Rew. 1959. V. 32. № 9. P. 30–31.

Davidson C.F., Ponsford D.R. On the occurrence of uranium in coals // Miner. Mag. 1954. V. 91. P. 265–273.

Denson N., Gill J.R. Uranium-bearing lignite and its relation to volcanic tuffs in eastern Montana and the Dacotas. Intern. Profess. Paper 300, 1956. P. 413–431.

Duparque A. Le role des actions mechaniques dans l'evolution des couches de houille. Soc. Géol. de France, 1928. S. 65–88.

Fajol H. Studes zur le terrain houiller Comentry. Yng. Miner. St. Stienne, 1887. S. 24-67.

Harbaugh J.W. Biogeochemical investigations in the Tri-State district // Economic Geology, 1950. 45. № 6. P. 548–567.

Moore G.W. Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials // Econ. Geology. 1954. V. 49. P. 652–658.

Roubault M. The uranium deposits of France and Franch over seas territories // Intern Conf. Peaceful Uses Atomic. Energy, Proc. 1956. V. 6. P. 152–161.

Schopf J.M., Gray R.J. Microscopic studies of uraniferous coal deposits // U.S. Geol. Survey, Circ., 1954. 343 p.

ГЛАВА 11
ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В АРИДНЫХ ЗОНАХ

Закономерности распределения аридных зон

При рассмотрении эндогенно-климатической зональности планеты, выполненном в главе 4, мы уже касались строения аридной зоны континентального блока. Было показано, что аридным обычно называют жаркий, засушливый климат, в области развития которого господствуют высокие температуры воздуха, а испарительные процессы преобладают над осаждением атмосферных осадков.

На площади современного континентального блока (см. рис. 4.1) аридный климат занимает $30 \cdot 10^6$ км^2, причем, как правило, аридные зоны включены в обширные области гумидного климата, или, образно говоря, вставлены в «гумидные рамки».

Области аридного климата в Северном и Южном полушариях располагаются примерно на 30–40° северной и южной широты, образуя прерывистые полосы, вытянутые вдоль экватора. Северная аридная зона представлена пустынями Калифорнии (Альтар, Сонорен, долина Смерти) и долинами Кордильер (пустыня Мохаве и др.). Далее она проявляет себя в Северной Африке, в пустынях Сахара, Ливийской, Нубийской и Аравийской. Затем полоса пустынь прослеживается через Переднюю Азию (Сирийская пустыня, пустыня Большого Нефуда, Руб-эль-Хали и Большая Соляная пустыня Ирана) в Среднюю Азию, где представлена Арало-Каспийскими пустынями – Кара-Кумы и Кызыл-Кумы. Продолжением этих аридных площадей в Центральной Азии следует считать высокогорные пустыни Такла-Макан, а также гигантскую пустыню Гоби с ее сателлитами – пустынями Тэнгер, Хобе, Ула-Бух и др., занимающими огромные территории Китая и Монголии.

Южная аридная полоса нашей планеты выражена слабее. Она начинается в Южной Америке, в Андах, где развиты осадки пустыни Атакама. Далее она проявляет себя в Южной Африке в виде пустыни Калахари, расположенной на границе Намибии, Ботсваны и ЮАР. Наконец, наиболее ярко южная аридная зона выражена в Австралии, где Большая песчаная пустыня, пустыня Виктории и пустыня Танами занимают почти всю западную часть материка.

Общая характеристика аридного процесса

Многие особенности осадконакопления в аридных зонах определяются дефицитом воды и почти полным отсутствием здесь растительности и ясно выраженных почв.

Выше мы уже говорили о роли наземной растительности в процессах, охватывающих гумидные зоны; она концентрирует влагу и стабилизирует речную сеть региона, препятствует интенсивной эоловой деятельности, становясь гибкой пре-

градой на пути ветров и, наконец, ее опады в лесах способствуют формированию почвенного слоя.

Все эти явления редуцируются при переходе из гумидных в аридные обстановки. По мере того, как леса гумидной зоны сменяются лесостепью и саваннами, усиливается роль ветра, дестабилизируется направленная работа ручьев и рек и деградирует почвенный покров. Одновременно замирает та огромная химическая и биохимическая работа, которая осуществляется при гумидном выветривании материнских пород на водосборах; в процессе мобилизации осадочного материала начинает преобладать чисто *механическое* разложение горных пород.

Наиболее характерным представителем аридного осадконакопления является пустыня. Один из самых крупных исследователей пустынь проф. И. Вальтер в своей книге «Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время» писал: «Пустыня – страна географических парадоксов, и одинаково трудно как составить беспристрастный взгляд на характерные особенности пустынного ландшафта, так и выразить этот взгляд словами. Тучи без дождя, родники без ручьев, реки без устья, озера без стока, сухие долины, сухие дельтовые отложения, высохшие озера, безводные впадины, лежащие ниже уровня моря, интенсивное выветривание без продуктов выветривания, разложение пород изнутри кнаружи, долины разветвляющиеся как лабиринт и ведущие то с горы, то в гору, гигантские котловины, из которых не выводит никакая долина, растения без листьев и рыбы с легкими, эти и многие другие оригинальные явления попадаются каждому внимательному наблюдателю теперешних пустынь. Формы долин и гор часто так уклоняются от привычных для нас картин, что даже рисунки их не производят при рассматривании правильного впечатления, которое необходимо для критического рассмотрения изображенных в них явлений» [Вальтер, 1911, с. 8].

Отсутствие почвенного покрова и резкая смена температур днем и ночью в пустынях вызывает быстрое механическое распадение магматических пород на полиминеральные составляющие; скальные выходы обычно окружаются плащом рыхлых песчаных осадков. В их образовании наряду с гравитационными силами принимают участие ветер и вода, причем дефляция способствует разделению зерен по размеру; ветер легко выносит алевритовые фракции, оставляя на месте песчаные и гравийные зерна.

Выпадение осадков в пустыне достаточно редко и носит всегда катастрофический оттенок; грозы и ливни вызывают к жизни бурные временные потоки, создающие систему саев, оврагов и долин. В дальнейшем потоки воды исчезают, долины превращаются в сухие саи, которые постепенно засыпаются песком. Следующий ливень обновляет рельеф, иногда полностью перекраивая направленность впадин. Характерно отсутствие постоянной системы ручьев и рек; только очень крупные и полноводные реки проносят свои воды сквозь аридные области.

Благодаря отсутствию лесной растительности пустыни всегда являются ареной интенсивной эоловой деятельности и часто служат главным центром пыльных бурь. Ветер здесь не только активно участвует в разрушении скальных пород (дефляция), но является важным агентом транспортировки взвесей. Пыльные бури обычно мобилизуют огромные массы алевритового материала, а потоки воздуха переносят его на очень большие расстояния. Так, например, обстоит дело в Сахаре, где огромное количество так называемой «пассатной пыли» поднимается в воздух и переносится ветрами в Атлантический океан. Наблюдения на Канар-

ских островах в 1863 году показали, что результатом этого явления явился пыльный дождь, доставивший в этот район 3 944 000 $м^3$ пыли.

Следует, однако, подчеркнуть, что несмотря на внушительные масштабы этого явления деятельность ветра всегда более хаотична, нежели деятельность рек; соответственно осадочные результаты этого процесса менее рельефны и предсказуемы.

В то же время, еще И. Вальтером было установлено, что в краевых частях пустынь, там, где они сменяются степями и где появляется трава, нередко концентрируется эоловая пыль и образуются лессы и лессоподобные суглинки. Во внутренних частях самих пустынь деятельность ветра способствует формированию песчаных площадей – дюнных песков, барханов, песчаных холмов и увалов. Размеры таких площадей, покрытых движущимися песками, иногда очень велики; так, в Сахаре они занимают 7 млн $км^2$, в Гоби – 2 млн $км^2$, а в Кара-Кумах – около 240 тыс. $км^2$.

Высокие температуры воздуха и преобладание испарения над выпадением атмосферных осадков накладывают отпечаток на поведение поверхностных вод. Реки аридных регионов очень часто не доходят до конечных водоемов стока, разбираются на орошение полей или теряются в песках. Для них очень характерны сухие конуса выноса, подгорно-веерные шлейфы, возникающие в тех местах, где они выходят в долины с гор. Мелководные и солоноватоводные озера весьма недолговечны, быстро превращаются в эвапоритовые водоемы и, откладывая массу карбонатов, хлоридов и сульфатов, высыхают и превращаются в солончаки – аналоги гумидных болот. Солончаки, такыры и шоры являются типичными элементами пустынного ландшафта.

Все признаки аридного климата, описанные нами выше, являются порождением самих пустанных ландшафтов, т.е. *автохтонными* образованиями аридных зон. Как это хорошо показал Н.М. Страхов [1960; 1963], наряду с ними в областях аридного осадконакопления широко проявляет себя *аллохтонный* процесс, процесс, рождающийся в смежных гумидных зонах, чуждый аридному осадкообразованию.

Такое сложное происхождение осадков аридных зон обусловлено тем, что на континентальном блоке эти зоны локальны и часто связаны с впадинами, со всех сторон окруженными горами. В пределах горных систем резко проявляет себя вертикальная ландшафтная зональность, и зоны гумидных лесов являются поставщиками того осадочного материала, что сносится в аридные впадины.

Кроме того, именно в аридных зонах нередко разгружаются реки, дренирующие огромные гумидные области равнин, а это способствует концентрации осадков, имеющих все признаки гумидного происхождения.

Хорошим примером сложного происхождения осадочного материала могут служить так называемые красноцветные карбонатные формации; часто они рассматриваются как характерные индикаторы аридного климата.

О происхождении красноцветных формаций

Проблема происхождения красноцветов рассматривалась в работах И. Вальтера, К. Томлинсона, D. Hager, Е.И. Тихвинской, А.Н. Мазаровича, M. Place, Р.Ф. Геккера, Л.В. Пустовалова, Л.М. Миропольского, P. Krynine, A. Swineford, С. Бубнова, М. Жинью, Л. Рухина, Е.М. Люткевича, А.Л. Яншина, А.И. Перельмана, А.В. Хабакова, Е.В. Павловского, Н.Н. Форша, В.П. Маслова, В.Н. Разумовой, В.Л. Либровича, F.B. Van Honten, D. Clark, G. Falke, T. Walker, В.И. Попова,

G. Williams, А.П. Феофиловой, А.М. Синицына, Н.М. Страхова и особенно полно – А.И. Анатольевой, В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского.

Проблему происхождения красноцветных осадочных толщ часто путают с проблемой происхождения красной окраски осадков и пород. Уже давно было установлено, что происхождение красной окраски в осадочных породах в большинстве случаев связано с избытком гидроксидов железа. При этом источником гидроксидов железа являются гумидные коры выветривания и почвы, усиленно концентрирующие красящие компоненты при выветривании магматических пород. Так, например, в современных кирасах горных кор выветривания Либерийского щита (Африка) содержания Fe_2O_3 увеличиваются в несколько раз по сравнению с выветривающимися магматическими породами, и при этом они окрашиваются в ярко красные тона [Михайлов, 1968]. Количественная оценка процессов выглядит следующим образом: дуниты – 8,30–16,8%, кираса над ними – 29,0–81,22% Fe_2O_3; долериты – 7,67–29,11%, кираса в коре – 29,0–42,0% Fe_2O_3.

Во всем мире гумидные коры выветривания и красноцветные почвы – главные концентраторы гидроксидов железа – пользуются широким распространением; они известны в Экваториальной Африке, в Бразилии, в Китае, в Причерноморье, в южных штатах США. Как показали, например, исследования К. Томлинсона [Tomlinson, 1916], П. Крынина [Krynin, 1949], Н. Гринмена и Р. Лебланка [Greenman, Le Blank, 1956], реки Миссисипи, Колорадо, Рио-Гранде и др., впадающие в Мексиканский залив, переносят в своих водах материал, окрашенный в красные тона, и формируют красные и красновато-коричневые современные осадки на шельфе и континентальном склоне морского водоема.

Позднее Т. Уолкер [Walker, 1967] подчеркнул, что взвеси рек бассейна Мексиканского залива окрашены не в красный, а в буровато-серый цвет и что современные осадки залива по окраске совсем не соответствуют ярким тонам красноцветов. Он показал, что только в плиоценовых отложениях исследуемой территории, по прошествии значительного времени, возникает настоящая яркая красная окраска. Этому, по Т. Уолкеру, способствует диагенетическое внутрислойное разложение биотита, роговой обманки, амфиболов и магнетита, которые в присутствии кислорода поставляют в поровые воды массу аморфных гидроксидов железа. Последние заполняют поровые пространства, обволакивают обломочные зерна и, старея, превращаются в гематит. Вторичное перераспределение железа в красноцветных толщах Т. Уолкер доказывал тем, что в красных разновидностях осадков содержание железа достигает 5,8%, а в буровато-серых – 2,5%.

Вряд ли модель, разработанную Т. Уолкером, можно применять ко всем древним красноцветным отложениям, хотя она и была поддержана А.И. Анатольевой [1972], Т. Тернером [Turner, 1980], Х. Рединтом [1990] и некоторыми другими исследователями.

Древние красноцветы представляют собой необычайно красочное зрелище. Н.П. Барбот де Марни назвал их «хамелеоном», хотя точнее было бы определить эти отложения как «геохимический хамелеон», представляющий собой арену окислительно-восстановительных реакций. Здесь исследователь встречает целую гамму окрасок – от карминно-красной, кирпичной и оранжевой до белесой, буровато-серой, серой, зеленовато-серой и черной.

Подавляющее большинство таких отложений возникают в резко окислительных обстановках континентальных пустынь и являются неотъемлемой частью

пустынных ландшафтов. Н.М. Страхов [1960] выделяет среди них три типа аридных осадочных формаций:

К первому типу принадлежат ассоциации пород, возникающие в платформенных обстановках аридных равнин. Они представляют собой комплекс терригенных красноцветных карбонатизированных пород, содержащих пропластки сульфатов с отпечатками кристаллов галита. Для песков характерна эоловая косая слоистость; для глин типичны трещины высыхания, трубочки и глиняные листики – характерные признаки такыров. Органических остатков мало или они отсутствуют совсем. Это осадки континентальных пустынных равнин, отчасти озерные или аллювиальные, в значительной мере переработанные ветром. Мощность их обычно невелика и не превышает 200–300 м, но площади их распространения огромны. Типичными примерами таких пород являются красноцветные толщи среднего и верхнего девона Главного девонского поля, красноцветы татарского яруса Приуралья и др.

Второй тип представлен красноцветными формациями межгорных котловин аридных зон; обычно это сочетание самых разнообразных обломочных пород от гравелитов и конгломератов до алевролитов и глин, причем их чередование имеет мощности в сотни и тысячи метров. По периферии котловин обычно развиты фации пролювиальных конусов выноса и подгорновеерных шлейфов; в средней части преобладают аллювиальные и озерные фации. Все породы часто карбонатизированы и сульфатизированы; встречаются небольшие линзы солей. Характерны углистые прослойки – следы торфяных болот. Типичными примерами являются неогеновые отложения Ферганы, среднеплиоценовые толщи красноцветной свиты Челекена (Западная Туркмения), миоценовая соленосная формация Тянь-Шаня.

Третий тип отличается крайне незначительным развитием красноцветных отложений, сконцентрированных у берега моря. Основную массу здесь представляют морские известково-доломитовые отложения с включениями флюорита и ангидритов. Эта галогенная формация накапливалась в мелководных заливах и вблизи от островных отмелей платформенного моря, но в своих краевых частях отражала массовое поступление терригенного материала с гумидных берегов. Примерами их могут служить миоценовые отложения Предкарпатья, эйфельские отложения Тувы и палеогеновые отложения Ферганской долины.

Для всех рассмотренных случаев характерно, что поставка железа, по-видимому, осуществлялась из прилегающих гумидных областей, т.е. происходила *аллохтонно*. При этом несомненно, что часть железа изначально находилась в форме гидроксидов, часть мигрировала в виде металлоорганических соединений типа хелатов, часть перемещалась в виде растворов вместе с терригенными минералами – амфиболами, роговыми обманками, магнетитом и титаномагнетитом, биотитом и др. [Страхов, 1968].

Окислительная обстановка континентальных пустынь способствовала массовому переходу активных форм железа в гидрокисные формы, их захоронению и появлению первичной красноцветной окраски осадков. При этом общее количество железа в красноцветных толщах значительно превышает его среднее содержание в породах стратисферы. Как показано в табл. 46, почти все красноцветные формации Центральной Азии характеризуются концентрацией этого элемента.

Следует также подчеркнуть, что обычно железо накапливается в различных гранулометрических типах пород, нередко обогащая как глины и аргиллиты, так и алевролиты, алевриты и песчаники. Однако степень такого обогащения обычно

Таблица 46. Содержание железа в красноцветных формациях Евразии [Ерофеев, Цеховский, 1983]

Возраст, регион	Тип породы	Формы Fe, %		ΣFe, %
		Fe_2O_3	FeO	
Неоген Семипалатинского Прииртышья	Глина	5,76	0,59	4,79
	Глина	5,72	0,50	4,68
	Глина	6,20	0,44	5,67
Неоген Зайсанской впадины	Глина	5,46	0,95	4,54
	Глина	5,01	0,63	3,98
	Глина	5,79	–	4,04
	Глина	5,77	0,80	4,65
	Алевролит	4,54	0,63	3,65
	Алевролит	4,14	0,91	3,60
Неоген Горного Алтая	Глина	6,50	1,44	5,65
	Песок	7,50	0,86	5,90
	Песок	8,30	0,10	5,80
Неоген Тянь-Шаня	Глина	4,28	1,28	3,96
	Глина	5,79	–	4,04
	Глина	3,50	1,60	3,67
	Алевролит	7,14	0,80	5,55
	Песок	5,10	0,31	3,80
	Песок	4,38	0,95	3,79
Олигоцен Тянь-Шаня	Песчаник	2,95	1,15	3,04
	Песчаник	3,88	1,58	3,92
	Алевролит	4,40	0,63	3,56
	Аргиллит	4,87	1,29	4,38
	Аргиллит	4,95	1,11	4,31
Карбон Джезказганской впадины (Казахстан)	Песчаник	2,07	2,14	3,09
	Песчаник	2,59	0,84	2,44
	Песчаник	0,30	0,58	0,64
	Песчаник	2,12	1,78	2,85
	Песчаник	1,25	1,99	2,40
	Алевролит	2,05	1,76	2,78
	Алевролит	2,12	1,69	2,79
	Алевролит	3,29	1,44	3,35
	Алевролит	5,62	0,46	4,26
	Алевролит	1,18	5,34	4,94
	Аргиллит	4,72	2,55	4,26
	Аргиллит	4,63	0,81	3,73
	Аргиллит	4,45	1,84	4,53
	Аргиллит	3,64	2,48	4,42
	Аргиллит	1,14	4,41	4,19
Среднее содержание железа в стратисфере				3,33

Примечание. Прочерк – содержание FeO ниже чувствитеоьности метода определения.

варьирует. Наибольшие количества гидроксидов обнаруживаются в тонкозернистых осадках, наименьшие – в песчаниках и конгломератах. Возможно, что некая неравномерность в распределении гидроксидов связана с их диагенетическим и катагенетическим послойным перераспределением; во всяком случае в проницаемых песчаниках и песках, а также, отчасти, в алевритах интенсивно реализуются поздние окислительно-восстановительные процессы, осуществляется перераспределение железа, новообразование аутигенных минералов группы окислов, сульфидов, карбонатов и силикатов железа и на отдельных участках меняется цвет пород.

Следует подчеркнуть, что гидроксиды железа ведут себя в пористой среде как типичные коллоиды; они охотно заполняют поровое пространство песчаников или формируют железистые «рубашки» вокруг обломочных зерен SiO_2, тем более, что кремнезем обычно образует отрицательно заряженные коллоидные частицы, а гидроксиды железа – положительные [Пустовалов, 1940; Чухров, 1955]. В результате дополнительного перераспределения железа, перехода гидратированных форм железа в гематит и старения коллоидов окраска красноцветов в коллекторах бледнеет или густеет и приближается к современной.

Различные типы геохимических процессов в красноцветных толщах хорошо описаны в работах А.И. Перельмана [1965], С.Г. Батулина с соавторами [1965; 1980], А.К. Лисицина [1975], М.Ф. Максимовой и Е.М. Шмариовича [1993]. Известно, что в некоторых случаях красноцветные толщи сами по себе становятся источником железа в процессах эпигенетического рудообразования. Возможно, именно с таким эпигенетическим выносом железа связано уменьшение его содержаний в песчаниках и алевролитах Джезказгана четко обозначающееся в табл. 46.

Наряду с *аллохтонным* железом в некоторых красноветных формациях широкое распространение получают такие *автохтонные* элементы, как карбонатный цемент, карбонатные линзы, прослои и включения, а также линзы эвапоритов, эоловая слоистость и следы поверхностного засоления. И аллохтонные, и автохтонные признаки обязательны для красноцветных формаций аридных зон; известны красноцветы, формирующиеся в гумидных обстановках [Анатольева, 1973; Рединг, 1990], но в них элементы автохтонного происхождения полностью отсутствуют.

Особенности гранулометрического, минерального и химического состава древних аридных отложений

В условиях жаркого засушливого климата гранулометрический состав делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений должен заметно отличаться от состава тех же отложений, сформированных в условиях гумидного климата. Однако, как это хорошо видно на рис. 11.1*а*, сложная треугольная диаграмма, позволяющая оценить соотношения глины, алеврита, песка, гравия и гальки в древних аридных толщах, оказывается почти тождественной диаграмме гумидных типов пород, описанных нами ранее в гл. 8. Н.М. Страхов [1960; 1963] объясняет это тем, что в аридных районах преобладает аллохтонный терригенный материал, что делювиальные, пролювиальные и аллювиальные осадки этих зон формируются главным образом за счет поступлений со стороны гумидного обрамления, а это обстоятельство и сближает общую гранулометрическую характеристику разных климатических зон.

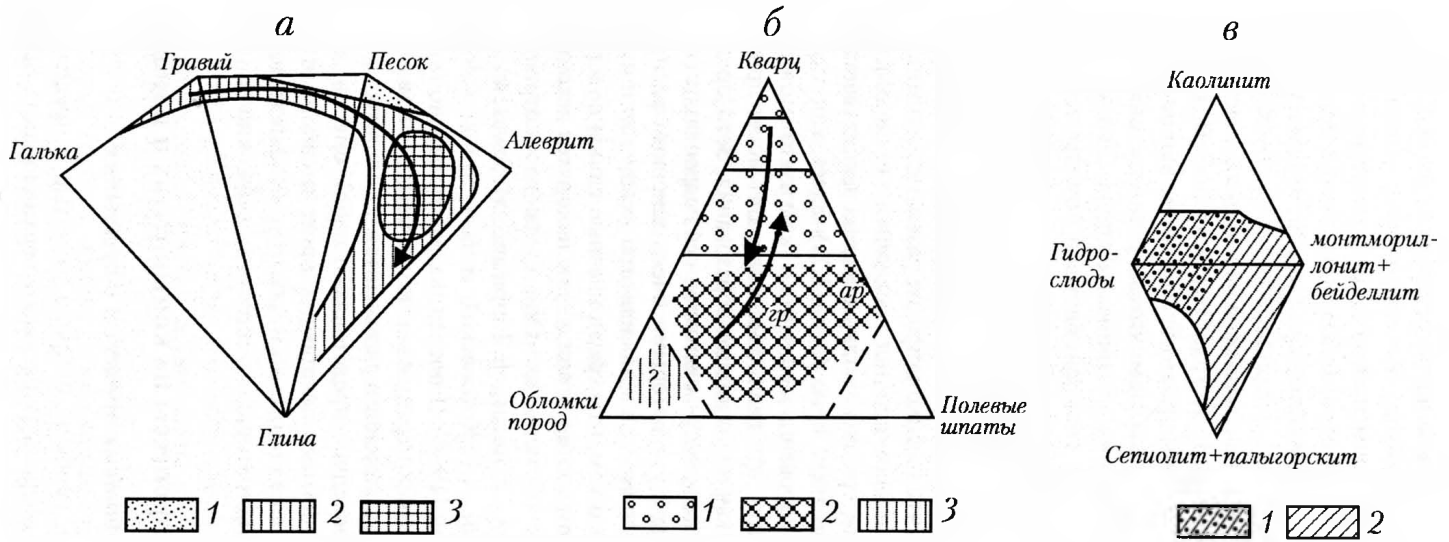


Рис. 11.1. Особенности гранулометрического и минерального состава песчано-глинистых пород аридной зоны

а – гранулометрический состав обломочных пород: 1 – эоловые пески, 2 – породы конусов выноса и рек, 3 – чаще встречающиеся составы; *б* – минеральный состав обломочных пород: 1 – олигомиктовые кварцевые породы, 2 – граувакки и аркозы, 3 – лититы; *в* – состав глин, нередко аллохтонных: 1 – гидрослюды, обогащенные K и Na, 2 - смектиты [Страхов, 1960]

Весьма отчетливо сказывается аллохтонность осадочного аридного процесса и в минеральном составе терригенной части осадочных пород. На треугольной диаграмме с вершинами обломки пород – полевые шпаты – кварц (рис. 11.1*б*) показано, что в областях аридной седиментации чистые кварцевые песчаники наряду с олигомиктовыми разностями терригенных образований пользуются довольно широким распространением. Однако в большинстве случаев они не являются порождением самой аридной среды, а приносятся в нее со стороны гумидного обрамления, являются типичным наложенным аллохтонным явлением.

Как было показано в работах В.Д. Шутова [1975], а также В.Д. Шутова с соавторами [1972], характерным автохтонным образованием аридных зон являются лититы, граувакки, аркозы и другие полимиктовые разности, связанные с преобладанием механического разложения материнских пород. Эти химически слабо дифференцированные, пестрые по составу обломков породы несут в себе большое количество самых разнообразных химических элементов. Их состав нередко отражает металлогеническую специфику региона и, как будет показано дальше, они «дозревают», т.е. превращаются в олигомиктовые и мономинеральные разновидности на поздних стадиях осадочного процесса, в ходе диагенеза и катагенеза. Не вызывает сомнения, что именно широкое развитие полимиктовых терригенных пород является индикатором аридного осадочного процесса.

Соотношение глинистых минералов в аридных обстановках существенно отличается от их соотношения в гумидных зонах (рис. 11.1*в*). Здесь, как это подчеркивал еще Н.М. Страхов [1960], формирование каолинита и галлуазита – минералов кислой среды – практически запрещено. Эти глинистые минералы могут присутствовать в аридных отложениях только как аллохтонные образования. Зато среди глинистых минералов смешанного генезиса известны автохтонные гидрослюды (иллиты), монтмориллониты (смектиты), наряду с которыми очень широким распространением пользуются магнезиальные силикаты и алюмосиликаты – сепиолит и палыгорскит.

Выше мы уже упоминали о том, что красноцветные глины содержат избыток железа и карбонатов; в полном соответствии с этим находятся ассоциации глинистых минералов в аридных обстановках. Они были рассмотрены в работах Я.К. Писарчик, М.А. Ратеева, J. Lucas, F. Lippman, M. Savascin, G. Segonzac, Т.Н. Соколовой и, особенно, А.Г. Коссовской и В.А. Дрица [1975], а также В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990]. В последних работах было показано, что в аридных эвапоритовых бассейнах наряду с магнезиальными силикатами типа палыгорскита широким распространением пользуются Fe-иллиты и ассоциирующие с ними корренситы. Последние представляют собой смешанослойные глинистые минералы с чередующимися пакетами хлорита и сапонита – триоктаэдрического смектита. Наряду с сепиолитами и палыгорскитами железистые иллиты и корренситы являются индикаторами глинистых отложений аридных зон.

Эвапоритовые процессы на континентах и в морях

Эвапоритовые процессы в пустынях

Процессы испарения вод, особенно широко развитые в пределах континентальных пустынь, в первую очередь затрагивают верхнюю часть осадочного покрова, а также те немногочисленные озерные водоемы, что сохраняются в этих экстремальных обстановках.

Выше, при рассмотрении процессов субаэрального диагенеза, мы уже касались этой проблемы. Было показано, что в глубоких частях пустынь сохраняются иногда значительные запасы грунтовых и подземных вод, а их уровень часто пополняется за счет деятельности крупных речных систем. Так, например, по данным А.В. Сидоренко [1956] и В.Н. Кунина [1959], бессточные реки Теджен и Мургаб и транзитно пересекающая регион Аму-Дарья ежегодно пополняют грунтовые воды пустыни Кара-Кум на $3 \cdot 10^6$ т воды. В результате под покровом песков и глин содержится огромная масса минерализованной, а иногда и пресной воды.

При интенсаивном нагревании поверхности образуется дефицит влаги, который постоянно компенсируется подтягиванием из глубин; в пустынях между уровнем грунтовых вод и дневной поверхностью очень часто осуществляется вертикальное перемещение вод, которое В.А. Ковда [1947; 1954] изобразил так, как это показано на рис. 11.2. Очевидно, что по мере подтягивания вод к дневной поверхностит с больших глубин будут последовательно выпадать в осадок сначала труднорастворимые оксиды железа и алюминия, затем карбонаты, сульфаты и, наконец, хорошо растворимые хлориды, соли группы галита.

Такая дифференциация солей, выпадающих в осадок из грунтовых вод, позволяет думать, что в пористых песках пустынь может происходить выпадение в осадок аутигенных минералов, формирующих пласты, линзы, гнезда, псевдоморфозы и монокристаллы карбонатов, сульфатов и хлоридов.

Действительно, в пустынях Кара-Кумы, Кызыл-Кумы и Мексики образование экзодиагенетических карбонатных кор мощностью до 6–10 м, залегающих под поверхностью несцементированных осадков, было описано в работах А.В. Сидоренко [1956; 1958], Н.М. Страхова [1960], J.R. Allen [1974], W.R. Leeder [1975] и других авторов. При этом подобные современные песчаники с карбонатным цементом прослеживаются на больших площадях и слабо отличимы от древних осадочных водных отложений. Их своеобразным продолжением являются калькреты, каличе или нари – карбонатные натеки на нижних частях карбонатных обломков, погруженных в почвенные слои. Такая «бахрома» внешне очень напоминает пещерные сталактиты.

Нередко аутигенные карбонаты в пустынных почвах образуют своеобразные чехлы вокруг корней погибших растений; такие карбонатные трубки повторяют морфологию корневых систем и обычно именуются аккыршами. Часто в аридных обстановках встречаются кристаллы гипса, образующие «ласточкины хвосты» – такие сростки иногда называют репетекскими гипсами.

Локальные проявления карбонатизированных или сульфатных почв широко распространены в Восточном Средиземноморье [Yaalon, 1975], а также в Алжире, Тунисе, Марокко [Raynal et al., 1975] и других засушливых регионах мира.

Гипсовые коры и горизонты песчаников, сцементированные гипсом, часто встречаются в центральных частях пустынь, где грунтовые воды содержат повышенные количества сульфатов, а карбонаты отсутствуют [Ковда, 1947; 1954; Страхов, 1960; Батулин, 1966 и др.].

По механизму образования к карбонатным и гипсовым корам очень близки солончаки, шоры, такыры, однако, в их формировании, кроме грунтовых вод, принимают участие вадозные пресные воды [Наливкин, 1956] или, как это имеет место в южной Австралии, подток вод со стороны океана [Black, 1976; Warren, 1982; 1985].

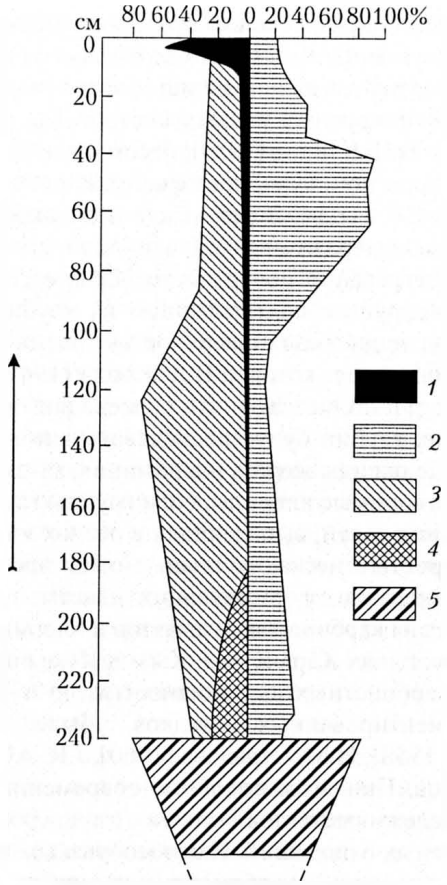


Рис. 11.2. Профиль почвенного засоления в пустынях (по В.А. Ковда)
1 – легкорастворимые соли; 2 – $CaSO_4\ 2H_2O$; 3 – $CaCO_3$; 4 – R_2O_3; 5 – соли в грунтовой воде

Очень редкие и эфемерные озера аридных зон в результате интенсивного испарения и дефицита осадков довольно быстро сокращаются в размерах, мелеют и исчезают с лика Земли, оставляя после себя скопления солей, солончаки и шоры. На рис. 11.3 показана эволюция озера Легонтен (Невада, США), которое буквально на глазах человечества из крупного послеледникового водоема превратилось в группу мелких реликтовых бассейнов – луж.

Состав вод, осадков и условия существования эвапоритовых озер на континентальном блоке планеты подробно описал Н.М. Страхов [1962; 1963]; им совместно с М.Г. Валяшко была разработана классификация этих водоемов по гидрологическим и гидрохимическим признакам, исследованы их концентрационные диаграммы и описана последовательность соленакопления в карбонатных, сульфатных и хлоридных водоемах.

Стадии развития озерного водоема засушливых зон были выделены М.Г. Валяшко [1952] и уточнены Н.М. Страховым [1960]. Как показано на рис. 11.4, в истории высыхания и осолонения озер выделяются четыре стадии.

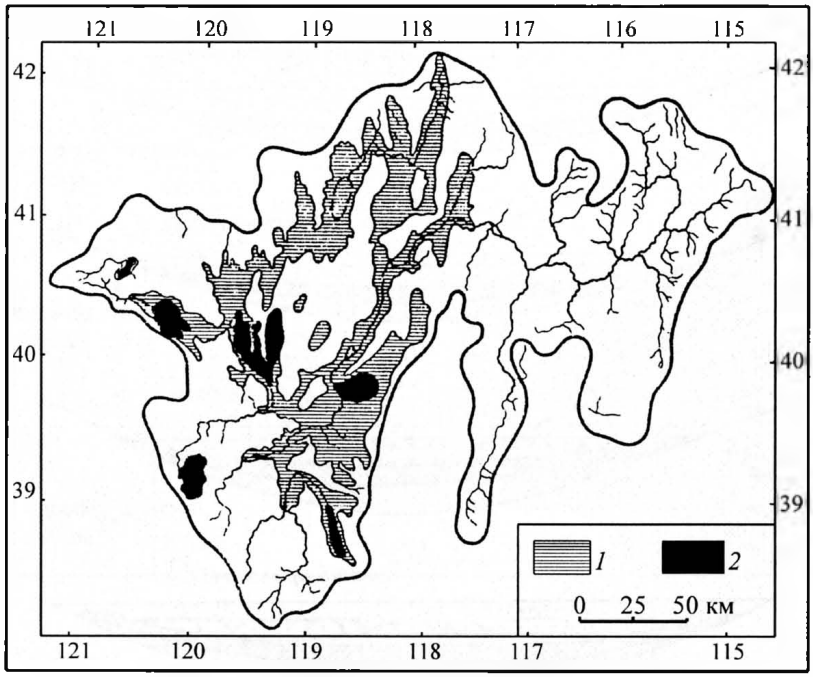


Рис. 11.3. Усыхание послеледникового озера Легонтен [Страхов, 1960]:
1 – начальные очертания озера; 2 – современные реликты прежнего водоема (оз.Пирамидальное, Валкер и др.). Внешний контур показывает границы водосборной площади оз. Лагонтан

На первой стадии озеро отличается наибольшими размерами и глубиной, вода его слабо соленая, а на дне накапливаются преимущественно терригенно-карбонатные осадки.

На второй стадии объем жидкой фазы в водоеме заметно уменьшается, а на дне откладываются сульфатные осадки.

На третьей стадии соленость вод возрастает, в осадках преобладают хлориды (галитит), уровень соленой рапы падает, она концентрируется в интерстициях солей. Озеро переходит в сухую стадию, когда уровень донных солей и рапы совпадает.

Наконец, четвертая стадия подпесочного озера характеризуется тем, что озерная впадина полностью заносится осадками, отложения солей, пропитанные рапой, захороняются в разрезе, и только последовательность напластования позволяет реконструировать историю водоема.

Эвапоритовые процессы на рубеже континент – море

Себкха – эвапоритовые процессы на прибрежных равнинах

Аридный эвапоритовый процесс очень ярко проявляется в себкхах – прибрежных морских равнинах, изредка заливаемых морскими водами, но расположенных выше литоральной зоны. Здесь формируются скопления бактериально-во-

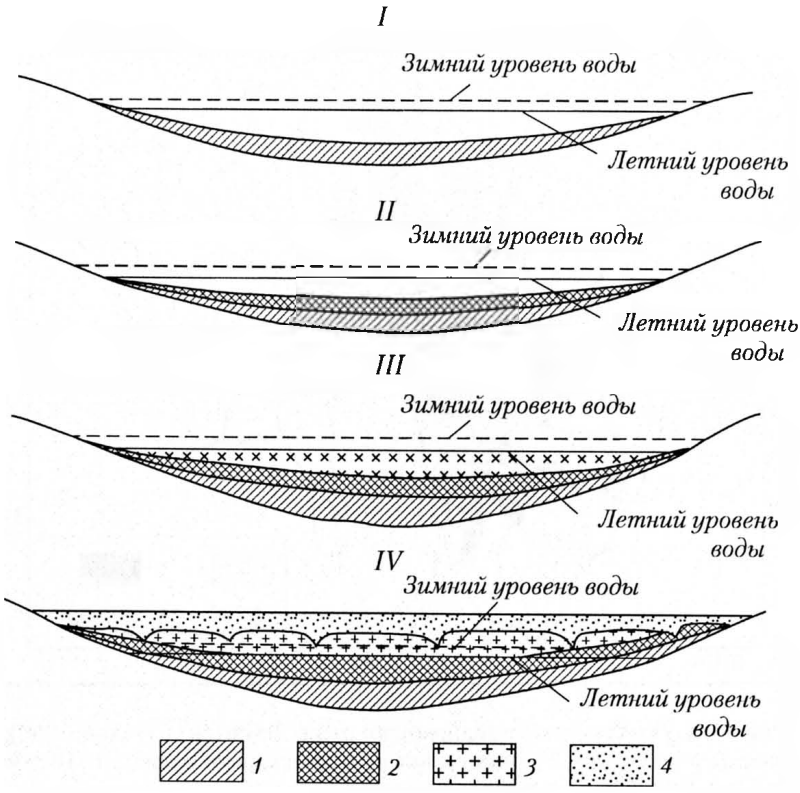


Рис. 11.4. Стадии развития озерного бассейна засушливой зоны (по М.Г. Валяшко, с изменениями):

I – малосоленое озеро; II – рапное озеро; III – сухое озеро; IV – подпесочное озеро. 1 – терригенно-карбонатные осадки; 2 – сульфатные осадки (мирабилит, тенардит, гипс и др.); 3 – галит; 4 – пески

дорослевых матов и новообразования карбонатов (доломит), гипса и ангидрита, галита, цементирующих терригенно-биогенные отложения побережья.

Себкхи были описаны в работах Дж.М. Фридмана и Дж.И. Сандерса [1970], Д.К. Патрунова и Т.Н. Голубовской [1976], Б.Ш. Штейбера с соавторами [1990], а также W. Sugdan, L.V. Jlling, A.J. Wells, A. Curtis, D.J. Sherman, E.A. Shinn, J. Evans, B.N. Purser, D.J. Kinsman, P. Bush, J.P. Batler, R.W. Peterson, B.C. Shreiber, J.M. West и многих других исследователей. Они распространены на берегах Персидского залива, в устье Нила (Египет), на побережье Средиземного моря, в Испании и Калифорнии (США).

Фациальное строение себкхи Абу-Даби, расположенной на южном берегу Персидского залива, показано на рис. 11.5*а*. Здесь система рифовых построек и коралловых скоплений отделяет от Персидского залива, соленость вод которого достигает 40–50‰, узкий пролив – лагуну Хор-аль-Базам. Благодаря жаркому климату и интенсивному испарению вод соленость вод лагуны достигает 70‰ и более. Это, по-видмому, обеспечивает высокую соленость части грунтовых вод, залегающих под осадками побережья.

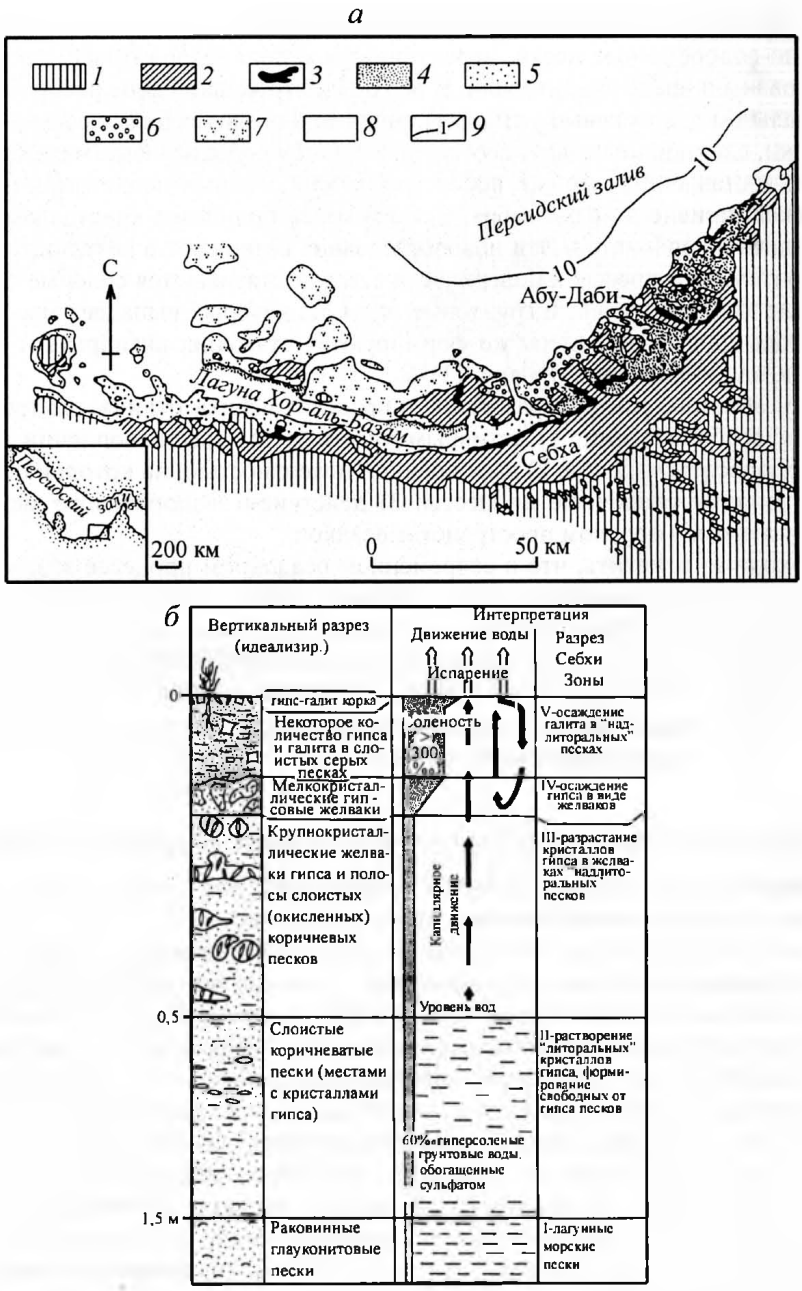


Рис. 11.5. Условия формирования себкхи на южном побережье Персидского залива и в дельте р. Нила

а – карта фаций прибрежных карбонатных отложений в районе Абу-Даби [Balter et al., 1982]; 1 – суша; 2 – себкха; 3 – водорослевые маты; 4 – пеллеты и илы; 5 – пеллеты, грейпстоуны и скелетные пески; 6 – оолиты; 7 – органогенные рифы и кораллово-водорослевые пески; 8 – скелетные пески; 9 – глубина, морские сажени. *б* – типичный вертикальный разрез осадков большинства прилегающих к морю депрессий в египетской себкхе, близ Эль-Хаммама. [West et al., 1979]

Юго-восточнее и южнее лагуны располагаются пеллетовые, коралловые и органогенно-водорослевые пески, чередующиеся с полями оолитовых песков; они локализованы в пределах литорали. В верхней литоральной зоне распространены бактериально-водорослевые маты, ограничивающие зону себкха с северо-запада.

Осадки, слагающие себкху, состоят из остатков водорослевых матов, эоловых наносов, доставленных сюда с побережья, и карбонатных пеллетовых и скелетных песков, привнесенных с моря. Вся эта масса пронизана кристаллами гипса, реже, галита и карбонатов. Эти новообразования возникают в результате мощного испарительного пресса: к поверхности здесь подтягиваются соленые лагунные и пресные континентальные грунтовые воды, из которых выпадает масса диагенетических кристаллов; здесь же формируются стяжения ангидрита и желваки гипса так, как это показано на рис. 11.5*б*.

Таким образом, осадкообразование в пределах себкхи отличается тремя важнейшими особенностями: 1) активным участием в осадконакоплении бактериально-водорослевых матов; 2) выровненной поверхностью, на которой осуществляются аридные осадочные процессы; 3) действием эвапоритового механизма, реализующегося в поровом пространстве осадков.

Необходимо отметить, что в современном осадочном процессе эти особенности довольно редки, однако в протерозойское время, когда развитие бактериально-водорослевых, строматолитовых процессов вызывало массовое образование карбонатных платформ, себкховый тип осадкообразования был чрезвычайно распространен. Не вызывает сомнения, что исследования современных себкх может помочь понять многие особенности протерозойского осадконакопления и создать современную модель этого процесса.

Эвапоритовые процессы на побережьях морей и океанов

На берегах морей и океанов Н.М. Страхов [1962; 1963] предложил различать два типа осолоняющихся водоемов – лагуны и заливы.

Лагуны обычно представляют собой прибрежные части конечного водоема стока, отделенные от основной акватории с помощью песчаных кос, баров и пересыпей. Косы и пересыпи представляют собой довольно недолговечную преграду для морской воды; обычно они создаются за счет энергии волн, которая, как было показано в главе 6, тесно связана с размерами водоема. Так как у океанских побережий высота волн достигает 12–13 м, высота кос здесь нередко превышает 25–30 м. Во внутренних эпиконтинентальных морях, где высота волн обычно равна 2–4 м, высота пересыпей приблизительно оценивается в 4–8 м.

Пропорционально высоте песчаных преград меняется и глубина лагун; они интенсивнее всего проявляют себя на берегах океанов. В целом, лагуны представляют собой весьма недолговечные геологические образования. Классическим примером современной лагуны является Сиваш или Гнилое море; его строение показано на рис. 11.6.

Очень длинная и узкая Арабатская стрелка протягивается от гор. Геническа до восточных берегов Крыма, отделяя акваторию этого водоема от Азовского моря, воды которого могут попадать в Сиваш только через узкий Генический пролив.

Общая площадь Сиваша оценивается величиной 2400–2600 км^2. Чонгарский полуостров и Чонгарский пролив делят его на две части – Западную и Восточную.

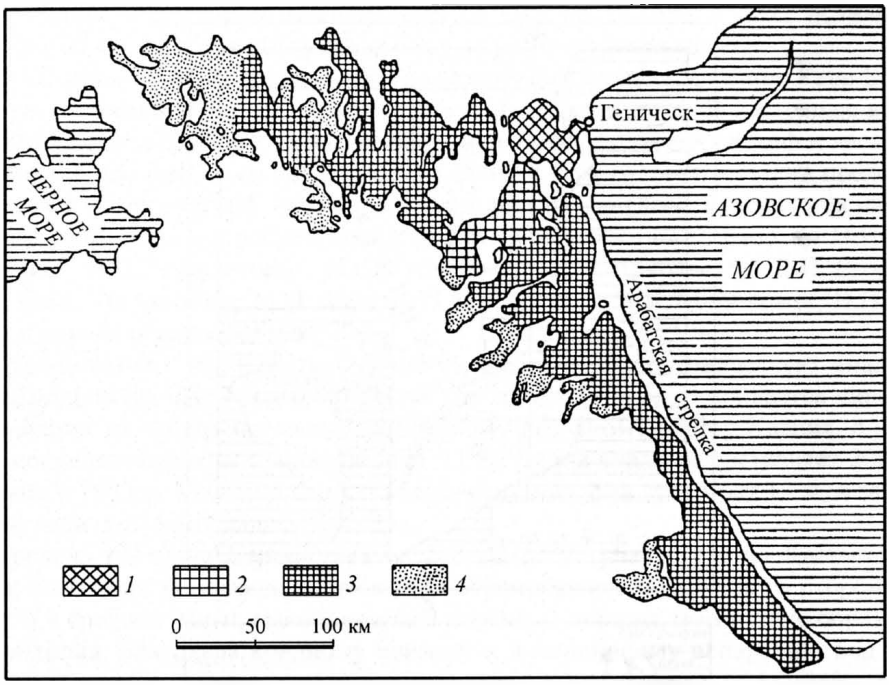


Рис. 11.6. Схема гидрохимического районирования залива Сиваш
1 – мезагалинный Сиваш; 2 – полигалинный Сиваш; 3 – ультрагалинный Сиваш; 4 – меляки и засухи

Восточный Сиваш имеет глубину от 2 до 4 м и вытянут в меридиональном направлении. Западный Сиваш, наоборот, вытянут в широтном направлении и имеет глубину в 0,67–1 м. Характерны очень сложные очертания берегов, обилие островов, «засух» и «меляков» (отмелей).

Сиваш питается водой Азовского моря, которая постоянно втекает в лагуну. Соленость вод Азовского моря – 1%, на восточном берегу Сиваша она увеличивается до 3%, в Западном Сиваше быстро возрастает до 7–15%, в самых западных плесах достигает 24–25%. Соответственно меняется характер осадков. В восточной части, в области малой минерализации вод распространены карбонатно-глинистые илы. В западной, более осолоненной части, появляются гипс, а в отдельных «засухах» – линзы галитита.

Таким образом, в пределах Сиваша четко проявляется горизонтальная минералогическая зональность, отражающая изменение солености вод, вызванное усиленным их испарением.

Более стабильными осолоняющимися водоемами являются заливы. Их морфология чаще всего обусловлена тектоническими структурами, развитие которых обычно продолжается на протяжении значительного геологического времени. По Н.М. Страхову [1962; 1963] выделяются два типа заливов – тип Бокано-ди-Виррила и тип Кара-Богаз-гола.

Залив Бокано-ди-Виррила располагается в северо-западной части Перу (Южная Америка), в пустыне Сечура (рис. 11.7); по данным Р. Морриса и П. Дики [Mor-

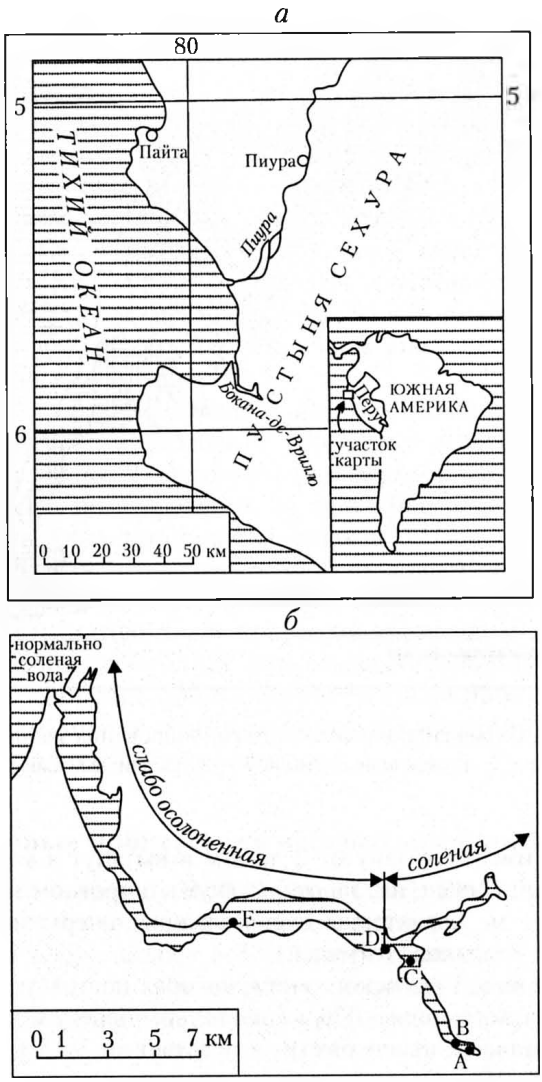


Рис. 11.7. Распределение соленостей в заливе Бокано-деВиррила [Marris, Dicky, 1957]
а – местоположение залива; *б* – морфология залива

ris, Dickey, 1957], он представляет собой старое русло реки, стекавшей с гор и впадавшей в Тихий океан, позднее затопленное водами океана. Судя по конфигурации лимана, течение породившей его реки контролировалось системой разломов. Длина залива достигает 20 км, ширина – 2–3 км, а глубина колеблется от 0,3 до 0,6 м. В проливе, соединяющем залив с океаном, соленость вод равна 3,5%, в точке Е она достигает 8,88%, в точке Д – 10,33%. В пункте С соленость меняется – у поверхности она равна 13,24%, а у дна – 19,15%. В точке А достигает максимума – 35,49%. Соответственно меняется состав осадков. В приустьевой части с соленостью вод 8,8–10,3% распространены известково-глинистые илы, в средней

части залива, где соленость колеблется от 10,3 до 19,15%, в илах появляется гипс, тогда как в верховьях залива в осадках распространен галит.

Существенно иначе реализовался эвапоритовый процесс в заливе Кара-Богаз-гол, расположенном на восточном берегу Каспийского моря. В настоящее время вмешательство человека очень сильно изменило морфологию, рельеф и весь эвапоритовый процесс этого района, но по данным 70-х годов этот залив представлял собой классический пример современного и древнего соленакопления. В данной работе мы попробуем воспроизвести его строение по работам Н.И. Андрусова, И.П. Герасимова, Н.С. Курнакова, В.И. Николаева, Е.И. Егорова, А.И. Дзенс-Литовского, М.П. Фивега, Н.М. Страхова, Н.Я. Мироновой, В.П. Федина и других исследователей.

Кара-Богаз-гол представляет собой симметричную тектоническую впадину, занимающую площадь около 18 000 км^2; на востоке она ограничивается чинками Усть-Юрта, на западе примыкает к пологому песчаному берегу Каспия, с которым соединяется узким проливом (рис. 11.8). Длина впадины составляет 200 км, ширина – 160 км. Максимальная глубина этого водоема достигает 13 м, в засушливые года она уменьшалась до 2–3 м.

Уровень рассолов Кара-Богаза на 2–3 метра уступает уровню Каспийского моря; благодаря этому воды моря всегда перемещались по протоку в сторону залива, и в средней части, где обнажались коренные породы, поток даже образовывал водопад. Благодаря аридному климату и интенсивному испарению вод Каспийского моря, соленость которых составляет 12,5–12,8% или 1,25–1,28‰, соленость рассолов Кара-Богаз-гола меняется от 15 г/л (~1,5%) на западе до 300 г/л (~30%) на восточном берегу.

Следует подчеркнуть, что в составе воды Каспийского моря резко преобладают сульфаты; Н.М. Страхов [1954] так характеризует гидрохимические особенности этого водоема:

Компонент	Каспийское море	Океан
NaCl	62,15	78,32
$MgSO_4$	23,58	6,40
$MgCl_2$-$MgBr_2$	4,54	9,44
$CaCO_3$	1,24	0,21
KCl	1,21	1,69
$CaSO_4$	6,92	3,94
	99,64%	100,00%

Само собой разумеется, что испаряющиеся воды Каспия осаждают комплекс сульфатных и сульфатно-хлоридных солей (рис. 11.9). В непосредственной близости от источника Каспийских вод, в зоне смешения, идет осаждение мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) и глауберита ($Na_2Ca(SO_4)_2$) – очень ценных полезных ископаемых, применяемых в медицине, химической и бумажной промышленности. Далее, ближе к центру впадины осаждаются галит (NaCl) и эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), а вдоль восточного берега – галит. В краевых, обсыхающих частях водоема накапливаются различные эвапориты, но обычно на западе преобладают гипс и мирабилит, а на востоке – галит.

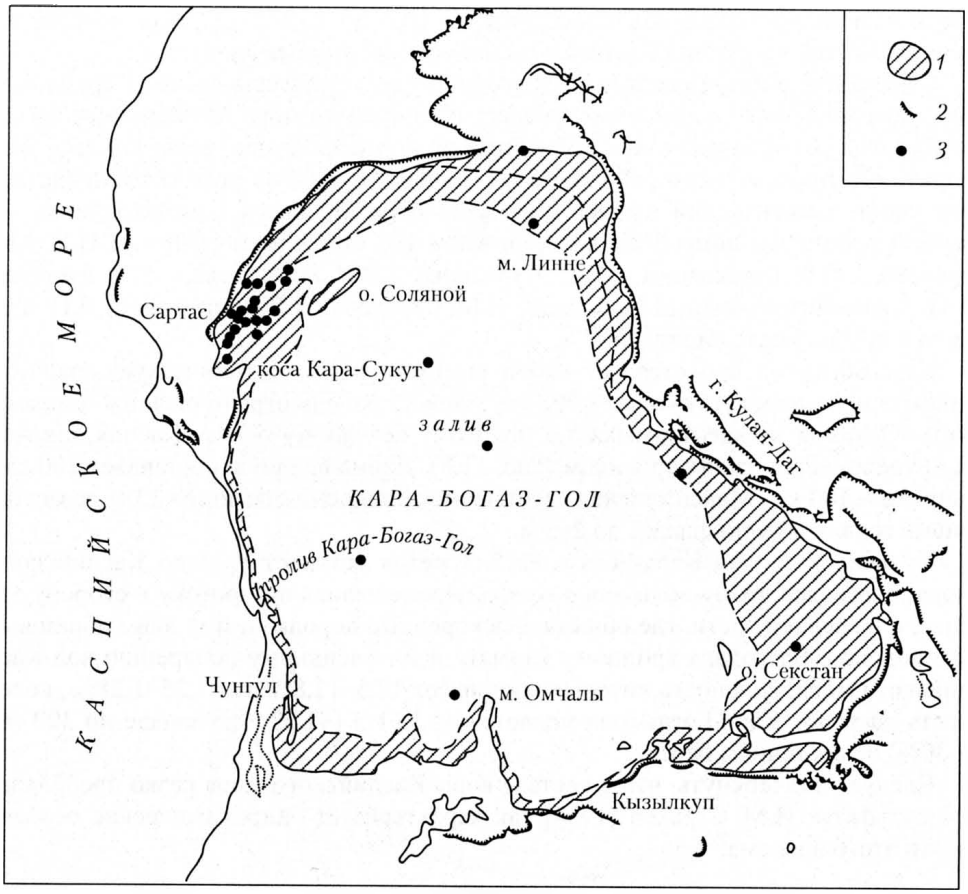


Рис. 11.8. Схематическая карта Кара-Богаз-Гола [Страхов, 1960]
1 – полоса дна Кара-Богаз-Гола, обнажившаяся за период с 1936 по 1953 г. (по данным Карабогазской ГРП); 2 – обрывы; 3 – скважины

Таким образом, и в пределах Кара-Богаз-гола, так же как в Сиваше и Бокано-ди-Виррила, наблюдается латеральная фазовая дифференциация эвапоритов.

Следует подчеркнуть, что наряду с современными эвапоритами в пределах впадины Кара-Богаз-гола, в более древних голоценовых отложениях, бурением были обнаружены еще три захороненных пласта солей, залегающих среди глин. Самый древний и самый мощный горизонт, кроме обычных сульфатов и галита, содержит залежи бишофита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$), полигалита – калийной соли состава $K_2SO_4 \cdot 2CaCO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$ и пропитан рапой, содержащей I, Br и ряд ценных редких металлов.

Строительство в 1980 г. дамбы, отделяющей Кара-Богаз-гол от Каспия, существенно нарушило гидрогеологический режим региона, привело к осушению залива и заставило свернуть здесь добычу полезных ископаемых. В настоящее время предприятие добывавшее соль и рассолы («Кара-Богаз-сульфат»), добычу полезных ископаемых прекратило.

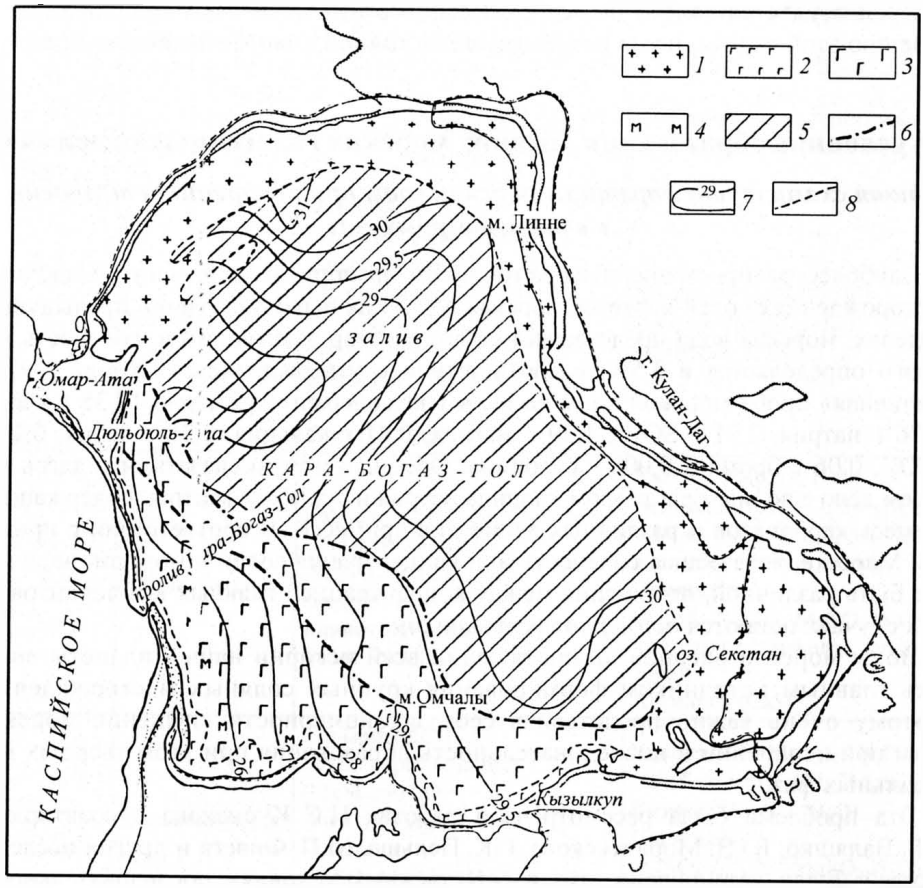


Рис. 11.9. Фации Кара-Бога-Гола на 1956 г. [Фивег, 1960]

1 – отложения галита в пределах обсохшей части дна залива; 2 – обсохшая часть залива с отложениями гипса; 3 – площадь садки глауберита; 4 – мирабилит в осадках; 5 – площадь садки галита, галита + эпсомита и эпсомита; 6 – граница садки галита на 1956 г.; 7 – изолинии концентрации солей в поверхностном слое рапы на 1956 г.; 8 – контур залива

Заканчивая на этом характеристику современных эвапоритовых лиманов и заливов следует отметить, что их изучение позволяет приблизиться к модели образования древних солеродных систем, однако полностью воссоздать последовательность галогенного минералообразования даже в современных водоемах мешают процессы метаморфизма вод. Действительно, как показали работы Н.С. Курнакова с соавторами [1940], процессы испарения воды, изменения ее солености и выпадения в осадок твердых фаз осуществляются на фоне подтока подземных, грунтовых, речных и атмосферных вод, вызывающего глубокие изменения в составе рапы.

Воспроизвести такое влияние физико-химической среды в каждом конкретном случае бывает чрезвычайно трудно, и поэтому экспериментально и математически связать изменения состава солеродных вод и выпадения эвапоритовых

минералов удается далеко не всегда. Исследования позволяют приблизиться к решению этой задачи, но не разрешить ее на точной количественной основе.

Об условиях образования древних морских галогенных отложений

Общая схема трансформации морской воды при испарении и выпадении в осадок твердых фаз

Наиболее распространенным источником эвапоритов в древних осадочных месторождениях солей является морская вода. Как было показано в предыдущих разделах, морская вода представляет собой раствор электролитов, соленость которого определяется в 3,5%; в соответствии с утверждением Р. Хорна [1972], «типичная» проба морской воды весом в 1 кг содержит примерно 19,35 г хлора, 10,76 г натрия, 2,71 г SO_4^{-2}, 1,29 г магния, 0,41 г кальция, 0,38 г калия, 0,14 г HCO_3^-, 0,06 г брома и 0,008 г стронция. Обобщая можно сказать, что здесь мы имеем дело с водным раствором хлорида натрия и сульфата магния, содержащего примесь карбонатов и различных элементов-примесей. В соответствии с принципом Марсета, хотя общая соленость или концентрация солей в морской воде может быть различной, отношения между концентрацией главных компонентов во всех случаях остаются *примерно постоянными.*

Воды морей и океанов на протяжении всей истории нашей планеты являлись главным источником формирования крупных соляных месторождений; поэтому очень важно представить себе закономерности сгущения морской воды при испарении и последовательность образования при этом твердых минеральных фаз.

Эта проблема была рассмотрена в работах Н.С. Курнакова с соавторами, М.Г. Валяшко, Ю.В. Морачевского, Г.К. Пельша, М.П. Фивега и других исследователей. Было установлено, что в естественных условиях последовательность выпадения кристаллических фаз из морской воды при ее испарении не совсем совпадает с термодинамическими расчетами; такую эмпирическую последовательность минералообразования Н.С. Курнаков предложил называть «солнечной». В целом она была исследована достаточно полно, и на основе многочисленных наблюдений М.Г. Валяшко [1956] была составлена схема, изображенная в таблице 47. Кроме первично выпадающих в осадок метастабильных минералов в нее включены также те диагенетические и катагенетические образования, что обнаруживаются в древних соляных залежах.

В целом процесс испарения и сгущения морской воды можно представить себе так, как он изображен М.Г. Валяшко [1956] на рис. 11.10. При солености от 3,5 до 13–14% в осадке оказываются карбонаты и возникают вначале известняки, а потом доломитовые породы. Они создают базальный пласт галогенных эвапоритовых разрезов. Это отложения карбонатной стадии осолонения.

При минерализации растворов в интервале от 14 до 26–27% накапливаются сульфатные породы: гипсы и ангидриты. Они также образуют самостоятельные пласты, нередко с примесью карбонатов. Как правило, среди первичных минералов преобладает гипс, который только в результате диагенетических и катагенетических преобразований теряет воду и переходит в ангидрит. Образование гипса характерно для сульфатной стадии эвапоритового процесса.

Таблица 47. Нормальная колонка солей, отлагающихся при испарении морской и океанической воды [Валяшко, 1956]

Последовательность образования	Зона (стадия)	Первичные породообразующие минералы	Вторичные (диагенетические и катагенетические) минералы
6	Бишофитовая	Эвтонический барит ($MgO{\cdot}B_2O_3{\cdot}xH_2O{\cdot}yMgCl_2$) Бишофит ($MgCl_2{\cdot}6H_2O$) Сульфаты магния ($MgSO_4{\cdot}xH_2O$), где x=6 до 4 Карналлит ($KCl{\cdot}MgCl_2{\cdot}6H_2O$) Галит ($NaCl$) Гипс ($CaSO_4{\cdot}2H_2O$)	Борацит $Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl$ Кизерит ($MgSO_4{\cdot}H_2O$) Ангидрит ($CaSO_4$)
5	Карналлитовая	Карналлит ($KCl{\cdot}MgCl_2{\cdot}6H_2O$) Сульфаты магния ($MgSO_4{\cdot}xH_2O$), где x=от 6 до 4 Каинит ($KCl{\cdot}MgSO_4{\cdot}3H_2O$) Галит ($NaCl$)	Кизерит ($MgSO_4{\cdot}H_2O$) Лангбейнит ($K_2SO_4{\cdot}2MgSO_4$) Каинит ($KCl{\cdot}MgSO_4{\cdot}3H_2O$) в нижних участках зоны Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}H_2O$) на границе с нижележащей зоной Ангидрит ($CaSO_4$)
4	Сильвинитовая	Сильвин (KCl) Гексагидрит (сакиит) ($MgSO_4{\cdot}6H_2O$) Эпсолит ($MgSO_4{\cdot}7H_2O$) Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}3H_2O$) Галит ($NaCl$)	Каинит ($KCl{\cdot}MgSO_4{\cdot}3H_2O$) Лангбейнит ($K_2SO_4{\cdot}2MgSO_4$) Кизерит ($MgSO_4{\cdot}H_2O$) Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}H_2O$) Леонит $K_2Mg[SO_4]_2{\cdot}4H_2O$
3	Зона сульфата магния	Эпсолит ($MgSO_4{\cdot}7H_2O$) Гексагидрит (сакиит) ($MgSO_4{\cdot}6H_2O$) Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}H_2O$) Галит ($NaCl$)	Кизерит ($MgSO_4{\cdot}H_2O$) Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}H_2O$) Астраханит ($Na_2SO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}4H_2O$)
2	Галитовая	Галит ($NaCl$) Гипс ($CaSO_4{\cdot}2H_2O$)	Ангидрит ($CaSO_4$) Полигалит ($K_2SO_4{\cdot}2CaSO_4{\cdot}MgSO_4{\cdot}H_2O$) только в самом низу
1	Гипсово-ангидритовая	Гипс ($CaSO_4{\cdot}2H_2O$)	Ангидрит ($CaSO_4$)

При увеличении солености рапы от 27 до 32% начинается осаждение галита. На галитовой стадии наряду с галититами образуются минералы предшествующих стадий – карбонаты и гипсы, но в подчиненном количестве.

В интервале самых высоких концентраций солей, от 32 до 38–40%, т.е. до полного высыхания раствора, происходит садка калий-магниевых солей, и весь процесс соленакопления существенно осложняется.

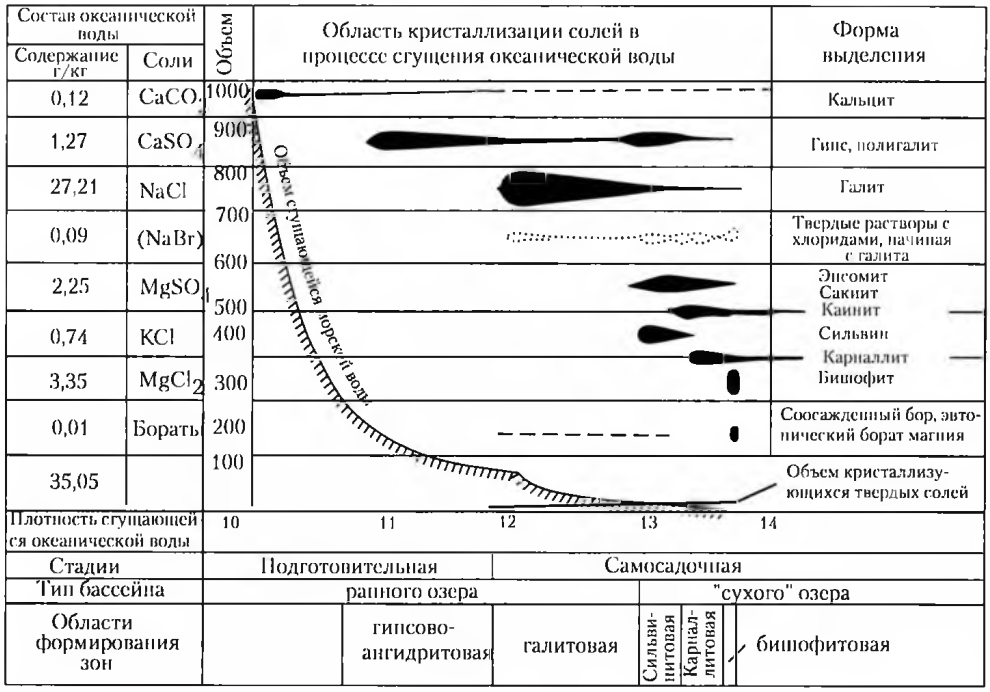


Рис. 11.10. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях; области кристаллизации отдельных минералов [Валяшко, 1956]

Прежде всего, обращает на себя внимание, что на калий-магниевой стадии, в сравнительно небольшом интервале изменения солености рапы, рождается большое количество сложных двойных солей и кристаллогидратов (см. табл. 47). Обилие возникающих твердых фаз позволяет выделить среди этой стадии ряд более мелких этапов, каждый из которых может фиксироваться самостоятельными пластами солей.

Различаются две линии эвапоритового процесса. В случае распространения сульфатной рапы, содержащей $MgSO_4$ последовательность, минералообразование будет в точности совпадать со стадиями 3–6 таблицы 47. Иначе говоря, сначала будет образовываться зона сульфата магния с галитом, полигалитом, астраханитом и кизеритом, затем – сильвинитовая зона с сильвином, каинитом и лангбейнитом. Над ней будет располагаться карналлитовая зона, в которой карналлит ассоциируется с галитом, каинитом, кизеритом, лангбейнитом и полигалитом, а венчает разрез бишофитовая зона, отвечающая эвтоническому раствору и содержащая бишофит, карналлит, кизерит и галит.

Отмеченная нами зональность калий-магниевой стадии сильно упрощена в водоемах с бессульфатной рапой, т.е. не содержащей в своем составе $MgSO_4$. Вместо четырех зон здесь получают развитие три: сильвинитовая с сильвином и галитом, карналлитовая, представленная карналлитом и галитом и, наконец, бишофитовая, представленная бишофитом, карналлитом и галитом.

Развитие морских солеродных бассейнов в засушливых зонах чрезвычайно осложняется изменением объемных соотношений между жидкой и твердой фазой в самих водоемах. Как это впервые показал М.Г. Валяшко [1951; 1956] расчетным путем, по мере испарения объем маточных рассолов все время уменьшается, а объем выделяющихся из них твердых солей растет. В конце концов, наступает такой момент, когда объемы рапы и твердых солей становятся равными и водоем переходит в стадию «сухого» озера. В нем уровень солей и рапы совпадают между собой, причем рапа заполняет поровые пространства солей. Следует подчеркнуть, что обычно стадия «сухого» озера начинается при солености 31–32%, т.е. примерно совпадает с началом осаждения калий-магниевых солей. На диаграмме рис. 11.10 эта точка отвечает плотности сгущающейся морской воды, равной 13.

Далеко не все выпаривающиеся морские водоемы достигают стадии калий-магниевых солей; очень часто процесс эвапоритизации заканчивается на более распространенных карбонатной, гипсо-ангидритовой или галитовой стадиях.

Сложность калий-магниевой стадии эвапоритового процесса и сравнительная редкость калийных солей породили разногласия в трактовке их происхождения. По представлениям М.Г. Валяшко [1951; 1956; 1962], которые полностью разделил Н.М. Страхов [1962; 1963], образование калийных солей обусловлено развитием «сухого» озера. Отдельные части соляного покрова в нем испытывают поднятия, рапа высвобождается из солей на приподнятых участках и стекает вниз, во впадины «сухого» озера, где ее испарение и сгущение продолжается, вследствие чего образуются линзы калийных солей, залегающие на галитах. В целом, формирование залежей солей происходило в замкнутых солеродных водоемах, не получавших питание извне, в относительно глубоководных обстановках.

Позднее А.А. Иванов и М.Л. Воронова [1972] показали, что закономерности залегания калийных солей не всегда вписываются в гипотезу «сухого» озера. Так, например, в отложениях калийных солей встречаются следы разбавления морских вод континентальными и связанный с этим процессом привнос терригенного материала. В некоторых месторождениях скопления калийных солей образуют не мелкие линзы, а выдержанные на огромном расстоянии пласты, образование которых могло происходить только при наличии достаточного слоя исходной рапы [Копнин, 1964]. Наконец фации калийных солей переходят в галититовые, а иногда и чередуются с галитовыми пластами.

В целом, очевидно, что при разработке модели формирования залежей калийных солей необходимо учитывать возможность гравитационного перемешивания рассолов в условиях неровного дна солеродного водоема [Dunlap, 1947; Richter-Bornburg, 1955; Фивег, 1958; 1960], а также изменение калийных солей под действием вод подстилающих горизонтов [Borchert, 1963].

Древние морские солеродные бассейны

Среди древних морских солеродных водоемов отчетливо выделяются две разновидности – бассейны типа Бокано-ди-Виррила и бассейны типа Кара-Богаз-гол. К первому типу принадлежат соляные месторождения Рейнского грабена (Герамания), ко второму – Мичиганский бассейн (США).

Соляные месторождения *Рейнского грабена* расположены в центральной части молодой эпигерцинской Среднеевропейской платформы; они контролируются

Верхнерейнским грабеном, вытянутым с северо-северо-востока на юго-юго-запад и прослеженным в верхнем течении р. Рейн от г. Базеля до гг. Дармштадта, Франкфурта-на-Майне и Майнца (Германия). Геологическое строение этого региона было довольно полно рассмотрено в работах Г. Клооса, К. Ситтлера, В. Вагнера; их обобщение читатель может найти в сводках Г. Иллиса [Illies, 1975] и В.Е. Хаина [1977].

Верхнерейнский грабен простирается в субмеридиональном направлении на 300 км при ширине в 35–40 км; его строение показано на рис. 11.11. В южной части система разломов, ограничивающих солеродные толщи, разделяет две возвышенности, сложенные герцинским фундаментом. На западе располагаются Вогезы с Гаартом и Пфальцем, на востоке – Шварцвальд; обе возвышенности образуют свод высотой до 2 км. В пределах грабена поверхность герцинского фундамента опущена на 5–5,5 км.

На севере Рейнский грабен расширяется и переходит в Майнцкую впадину, в которой сочленяется с Гессенским грабеном. Еще далее к северу структура замыкается Рейнскими сланцевыми горами и скрывается под четвертичными отложениями. На юге Верхнерейнский грабен упирается в молодую альпийскую складчатую систему Юрских гор.

Морфологически грабен представляет собой среднюю часть долины р. Рейн – важнейшей водной артерии Европы. Имеются все основания считать, что эта река существовала в третичное время и активно влияла на образование осадков и формирование террас.

С запада и востока грабен ограничен системами крутопадающих разломов, в которых часто обнаруживаются признаки левого сдвига. Соленосность Рейнского грабена была описана в работах В. Вагнера [Wagner, 1955], А. Баара и Р. Кюна [Baar, Kuhn, 1962], Н.М. Страхова [1962], А.А. Иванова и М.Л. Вороновой [1972] и других авторов.

Солеродные и эвапоритовые отложения грабена располагаются на двух стратиграфических уровнях – на триасовом и третичном. С триасовыми раковинными известняками и глинисто-мергелистыми отложениями связаны срвнительно маломощные пласты каменной соли; они развиты в районе г. Базеля (см. рис. 11.11). Третичные отложения содержат три наиболее ярко выраженные эвапоритовые толщи; они залегают в интервале от верхнего эоцена и до нижнего миоцена. Их литологическая характеристика приводится на рис. 11.12.

Как хорошо видно на графике, на пресноводных известняках и мергелях залегают многочисленные пласты галититов, чередующихся с глинами и мергелями. Галит слагает примерно 70% этой первой солеродной толщи, мощность которой достигает 400 м.

Выше располагается 150-метровая пачка пресноводных мергелей, принадлежащих к верхнему эоцену, а над ними залегает вторая эвапоритовая толща, представленная чередованием галититов, ангидритов и глин с двумя мощными пластами калийных солей. Эта толща стратиграфически соответствует нижнему олигоцену и имеет мощность около 970–1000 м. Наиболее широкое распространение нижнеолигоценовые соленосные отложения получают в центральных частях грабена, между городами Мюльгаузен и Страсбург.

Пласты калийных солей развиты на площади гораздо меньшей, нежели ангидриты и галититы; они концентрируются в трех мульдах в южной части структуры и разрабатываются на площади Виттельсгеймского, Мюнхгаузского и Бюггингенского бассейнов.

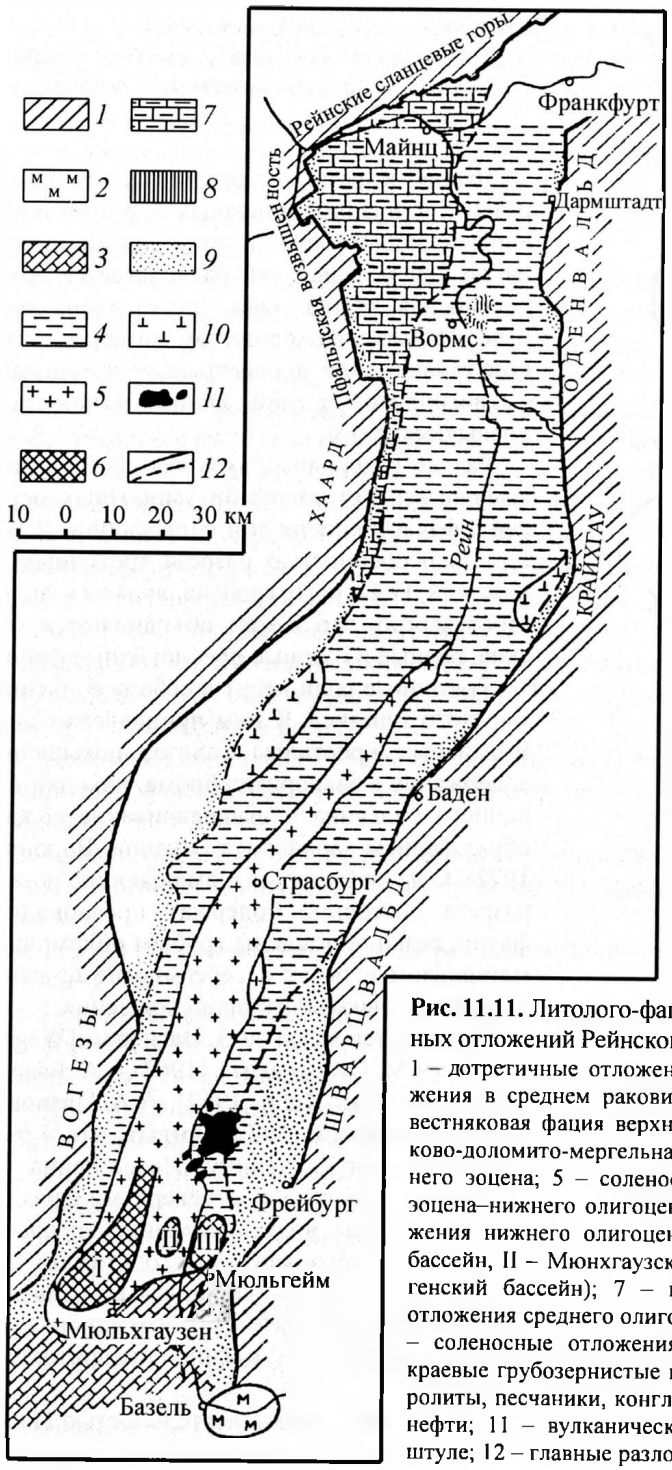


Рис. 11.11. Литолого-фациальная схема третичных отложений Рейнского грабена [Wagner, 1955]
1 – дотретичные отложения; 2 – соленосные отложения в среднем раковинном известняке; 3 – известняковая фация верхнего эоцена; 4 – известняково-доломито-мергельная соленосная фация верхнего эоцена; 5 – соленосные отложения верхнего эоцена–нижнего олигоцена; 6 – калиеносные отложения нижнего олигоцена (I – Виттельсгеймской бассейн, II – Мюнхгаузский бассейн, III – Бюггингенский бассейн); 7 – известняково-мергелистые отложения среднего олигоцена–нижнего миоцена; 8 – соленосные отложения нижнего миоцена; 9 – краевые грубозернистые предгорные фации – алевролиты, песчаники, конгломераты; 10 – проявления нефти; 11 – вулканические породы горы Кайзерштуле; 12 – главные разломы

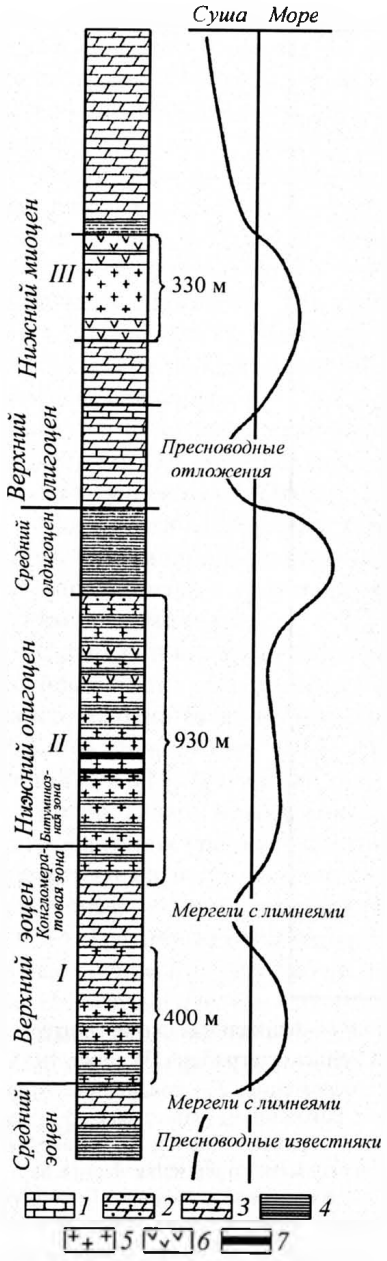


Рис. 11.12. Разрез третичных отложений Рейнского грабена [Wagner, 1955]

1 – известняки; 2 – битуминозные мергели; 3 – мергели; 4 – глины; 5 – галититы; 6 – ангидриты; 7 – калийные соли

Выше, в разрезе третичных отложений, развита толща битуминозных мергелей и глин с пресноводной фауной гастропод мощностью около 750 м, а над ней располагается третья соленосная толща. Она представлена мощным, 150-метровым пластом каменной соли, подстилающимся и перекрытым чередованием ангидритов и глин. Общая мощность ее превышает 300 м.

Разрез солеродных отложений Рейнского грабена венчает толща битуминозных мергелей с фауной корбикул и гидрофобий. Характерной особенностью разреза третичных отложений Рейнского грабена является то обстоятельство, что в нем объединяются морские, речные и озерные пресноводные фации.

Третичные соли несут в себе все признаки морского генезиса. К ним принадлежат пирамидальные кристаллы галита, повышенное содержание в эвапоритах брома, находки первичного сильвина и выщелачивание солей с образованием карналлита [Иванов, Воронова, 1972]. С другой стороны, вмещающие породы разреза постоянно содержат пресноводную фауну, резко обогащены грубым обломочным материалом и несут в себе многие признаки озерно-аллювиального происхождения.

Приходится вслед за В. Вагнером [Wagner, 1955], Н.М. Страховым [1962], А. Баар и Р. Кюном [Baar, Kuhn, 1962], А.А. Ивановым и М.Л. Вороновой [1972] считать, что в озерно-аллювиальную долину Палео-Рейна периодически поступали с севера минерализованные морские воды, испарение которых в условиях жаркого засушливого климата приводило к широкому развитию эвапоритового процесса. Так же как в Бокано-ди-Виррила, затрудненный водообмен с материнским бассейном стимулировал реализацию многих стадий галогенеза – от карбонатной и гипс-ангидритовой и вплоть до галитовой и даже калий-магниевой.

Возобновление поступления пресных вод, связанных с деятельностью Палео-Рейна, восстанавливало озерно-аллювиальный тип осадконакопления и прерывало развитие галогенеза. Любопытно, что по представлениям Н.М. Страхова

[1962], отраженным на рис. 11.12, образование карбонатно-терригенных частей эвапоритовой формации связано с регрессивными этапами развития региона.

Характерно, что сходные процессы «борьбы» между пресноводными речными и солоноватоводными морскими обстановками были недавно исследованы Ю.И. Иосифовой с соавторами [1977] на примере миоценового Палео-Дона. Здесь также в миоценовое время долина р. Дон периодически превращалась в солоноватоводный залив Черного и Азовского морей, простиравшийся до широты г. Рязани, а затем вновь становилась ареной пресноводного аллювиального осадконакопления.

Мичиганский солеродный бассейн расположен на границе США и Канады, между акваториями озер Мичиган, Гурон и Эри, северо-западнее горной системы Аппалач. Как показано на рис. 11.13, он представляет собой овальную мульду, вытянутую с юго-запада на северо-восток. Длина ее длинной оси – 800 км, короткой ~600 км. По возрасту солености формация, слагающая впадину, принадлежит к верхнему силуру и имеет мощность от 30 м на периферии прогиба и 1350 м в центре впадины.

Палеогеография Мичиганского бассейна в силурийское время, по данным Л. Бриггса [Briggs, 1958], приведена на рис. 11.13. На юго-востоке цепь островов отделяла залив от солеродного Огайо-Ньюйоркского бассейна, расположенного в Аппалачском предгорном прогибе. Два пролива, Георгианский и Клинтонский, связывали интересующий нас солеродный бассейн с мелководными морскими водоемами; они поставляли в силурийскую впадину морские воды нормальной солености. Разрез соленосных отложений в центральной, наиболее прогнутой части мульды, по Л. Бриггсу [Briggs, 1958] и Н.М. Страхову [1962], выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Доломиты коричневатого цвета с подчиненным количеством известняков и ангидритов. В некоторых участках встречены редкие пласты каменной соли. Мощность – 260–330 м.

2. Галитит (каменная соль) с тонкими прослоями доломитов. Мощность – 90 м.

3. Доломитовые глины зеленовато-серого цвета с прослоями гипса. Мощность – 18–48 м.

4. Галитит (каменная соль) с редкими и маломощными прослоями доломитов. Мощность – 10–20 м.

5. Доломиты местами фациально замещающиеся глинами. Мощность – 15–20 м

6. Каменная соль (галитит) с прослоями серых, зеленых, красных глин и доломитовых мергелей. Мощность – 90–370 м.

7. Доломиты, красные и зеленые глины, мергели. Мощность – 300–320 м.

Если отвлечься от деталей, станет очевидным, что в разрезе преобладает чередование галититов и доломитов; в нем трижды появляются пачки галититов и четырежде – доломитов.

Фациальные взаимоотношения различных типов эвапоритов были исследованы тем же Л. Бриггсом [Briggs, 1958]; они представлены на рис. 11.14.

Очевидно, что центральные части Мичиганского бассейна были заняты галититами, реже – галит-ангидритовыми породами. В периферических, наиболее мелководных его частях, получали распространение ангидриты, а также карбонатные породы (известняки и доломиты). Такое четкое разделение твердых фаз на площади водоема логичнее всего увязывается с повышением солености рапы в центре и ее распреснении на периферии.

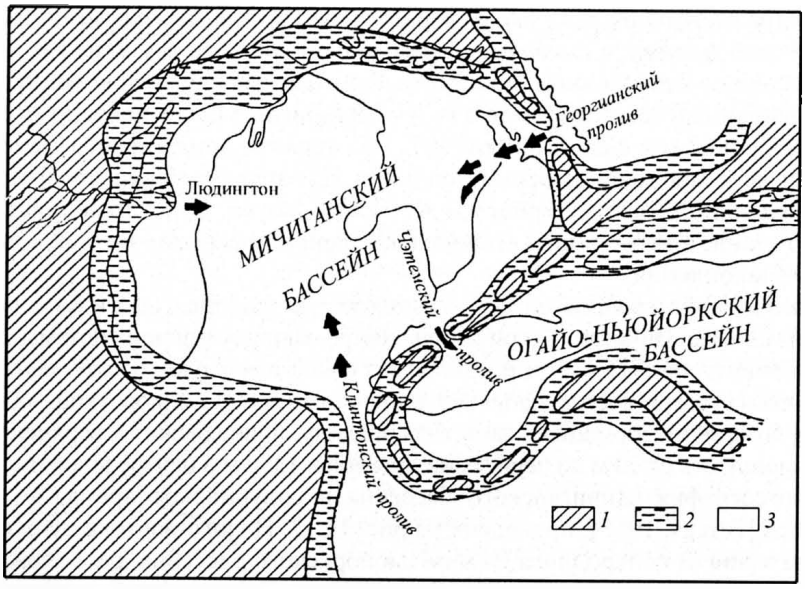


Рис. 11.13. Палеогеография Мичиганского бассейна в силурийское время [Briggs, 1958]
1 – суша; 2 – краевая зона залива; 3 – солеродные бассейны

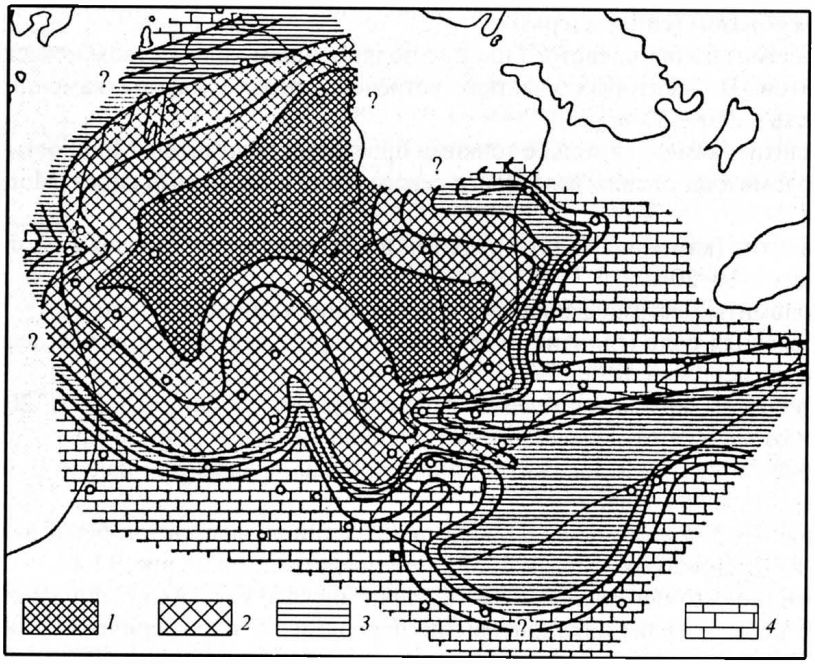


Рис. 11.14. Фации эвапоритовых пород в Мичиганском бассейне и бассейне Огайо-Ньюйоркском [Briggs, 1958]
1 – галиты; 2 – галит-ангидритовая порода; 3 – ангидриты; 4 – известняки и доломиты

Если это так, то возникновение пластов галититов в разрезе можно объяснить изоляцией Мичиганской мульды от открытого моря, увеличением выпаривания и наиболее полным осаждением эвапоритов на всей площади силурийского залива. Наоборот, периоды доломитообразования в разрезе отражают усиление притока слабоминерализованных морских вод в связи с расширением проливов и исчезновением преград, отделявших Мичиганский бассейн от материнского морского палеоводоема.

Более детальное исследование пластов каменной соли показывает, что галит в них образует обычно правильные слойки мощностью от 1,5 до 8,0 см. Они чередуются с более тонкими и сложно построенными слойками ангидрит-доломитовой породы [Delwig, 1955]. Слойки галита содержат включения полигалита и карналлита, местами имеют перистую кристаллическую структуру и в этих случаях приобретают матовый оттенок. Как было показано в работе Д. Кауфмана и С. Слоусона [Kaufman, Slawson, 1950], на контактах галитита и ангидритовых слойков иногда хорошо заметны волноприбойные текстуры и следы дробления перистых кристаллов галита.

Все это позволило Н.М. Страхову [1962] сделать вывод о том, что накопление каждого галогенного горизонта формации Salina представляло собой сложный ритмический процесс, в котором сочетались как макро- и мезоритмы, так и сложная микрослоистость.

Наличие сезонных слойков в галитит-ангидритовой части разреза позволило рассчитать абсолютную длительность ее формирования; она оказалась равной 10 000 лет. Если учесть, что силурийское время охватывает ~25 млн лет, а вся солеродная формация Salina соответствует примерно 10 млн лет, то приходится считать, что образование карбонатной составляющей в этой солеродной толще происходило за значительно больший отрезок геологического времени, нежели образование солевой ее части. Иначе говоря, скорость соленакопления существенно превышает скорость карбонатообразования.

Общие закономерности формирования и распределения эвапоритовых отложений

Главной особенностью развития современного и древнего галогенеза является ярко выраженная стадиальность этого явления. Во всех случаях испарение воды сопровождается строго определенной последовательностью выпадения твердых фаз солей; карбонатная стадия сменяется гипс-ангидритовой, галитовой и, наконец, калий-магниевой, и благодаря этому разрезы эвапоритовых водоемов являются ярким подтверждением идеи *фазовой* дифференциации вещества.

Разделение компонентов при реализации галогенеза объясняет многие стороны этого явления. Особенно тесно связан этот процесс с механизмом соленакопления в эвапоритовых бассейнах и воздействием на него тектонических факторов.

Как показал Н.М. Страхов, при формировании галогенных толщ «... галогенез то обрывается на своей начальной сульфатной стадии, то доходит до более поздней галититовой, то проходит через все потенциально возможные стадии и отличается большой полнотой » [Страхов, 1963, с. 293].

Казалось бы, что при закономерном и полном развитии этого явления, соотношение мощностей карбонатов, сульфатов и хлоридов в разрезах разных солеродных

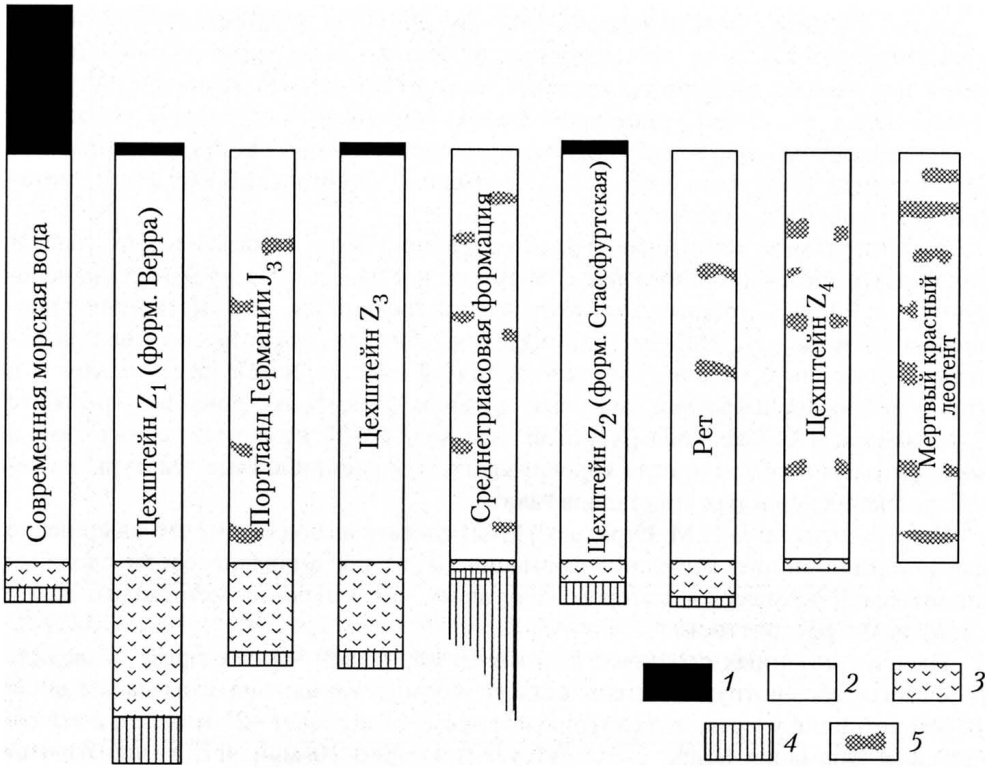


Рис. 11.15. Соотношения между мощностями разных петрографических горизонтов галогенных формаций [Richter-Berburg, 1953]
1 – хлориды и сульфаты K и Mg; 2 – NaCl; 3 – $CaSO_4$; 4 – карбонаты Ca и Mg; 5 – глины

водоемов должны примерно отвечать весовым пропорциям этих компонентов в морской воде. Оказалось, что это не так. Действительно, на рис. 11.15 на первой колонке показаны процентные соотношения мощностей карбонатов щелочноземельных элементов, $CaSO_4$, NaCl и калий-магниевых хлоридов и сульфатов, которые должны были бы соответствовать испарению современной морской воды; на остальных колонках охарактеризованы реальные соотношения мощностей разных солей, исследованных Г. Рихтер-Бернбургом [Richter-Bernburg, 1953] в солеродных бассейнах Германии. Их сравнение позволяет утверждать, что в реальных разрезах галогенных формаций соотношения мощностей карбонатов, сульфатов и хлоридов варьируют в очень широких пределах и совсем не соответствуют составу морской воды.

Н.М. Страхов [1962; 1963] предложил такое объяснение этому явлению. В морских солеродных водоемах тектонический фактор воздействует на процессы соленакопления двояко. С одной стороны, он обеспечивает поступление морской воды через проливы, соединяющие бассейн с питающим его материнским водоемом. Здесь прогибание должно происходить таким образом, чтобы баланс поступления морской воды в солеродный бассейн постоянно был положительным, т.е. приток воды в водоем превосходил ее отток. В этом случае в солеродном бассейне смогут полностью реализоваться все стадии галогенеза с их максимальной

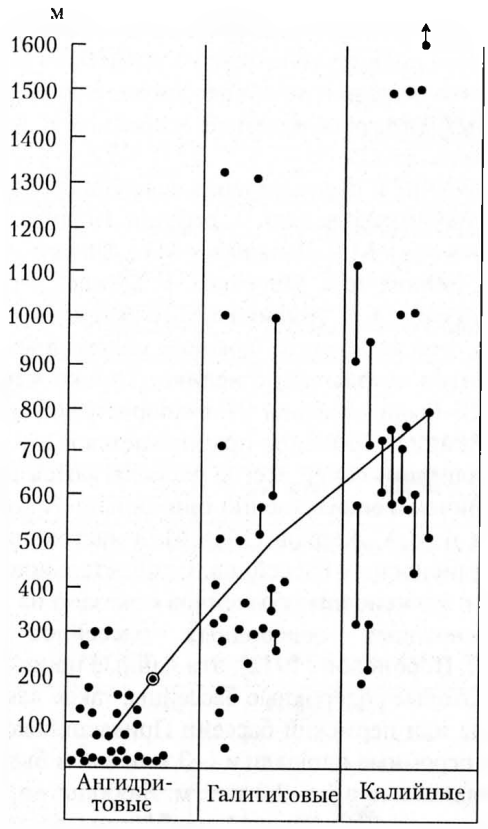


Рис. 11.16. Мощности галогенных формаций с разной полнотой галогенного процесса (по данным Ф. Крумбейна, Ф. Лотце, А.А. Иванова и М.П. Фивега)

полнотой, и соотношения между мощностями карбонатов, сульфатов и хлоридов будут приближаться к идеальным. Наоборот, затруднение в поставке морских вод через проливы может существенно затормозить процессы галогенеза и заметно исказить соотношение мощностей эвапоритов различных стадий.

С другой стороны, в самом солеродном водоеме эпейрогеническое прогибание должно обеспечить возможность осаждения и захоронения различных соляных осадков. При этом следует подчеркнуть, что интенсивность отложения эвапоритов на разных стадиях галогенеза заметно различается. Как это показано на рис. 11.16, мощности пластов различных по составу солей и, следовательно, скорости осаждения карбонатов, гипсо-ангидритов, галититов и калийных солей обычно возрастают от ранних стадий галогенеза к поздним.

Соответственно должны вести себя эпейрогенические движения, обеспечивающие захоронение солей; они должны опережать скорости осаждения солей, и именно таким образом обеспечивается на каждой стадии галогенного процесса полнота их захоронения. Если эпейрогеническое прогибание будет отставать от реализации процесса галогенеза, соленакопление прервется, и данная стадия окажется нереализованной.

Таким образом, только полная гармония тектонического прогибания и соленакопления обеспечивает полноту галогенного процесса в осадочном цикле.

Нетрудно понять, что на развитие процессов соленакопления огромное влияние оказывает, с одной стороны аридный климат, а с другой – тектоника в конечном водоеме стока.

Закономерности строения и распределения солеродных бассейнов на континентальном блоке планеты исследовались в работах L. Lotze, А.А. Иванова, Н.М. Страхова, Ю.Ф. Левицкого, М.Г. Валяшко, М.П. Фивега, H. Borchert, R. Muir, M.T. Kozary et al., S.J. Lefond, A.A. Meyerhoff, F. Steward, М.К. Калинко, С.М. Кореневского, В.И. Созанского, А.Л. Яншина и М.А. Жаркова.

Было установлено, что количество древних солеродных водоемов в осадочных толщах континентов чрезвычайно велико. Только в палеозойских толщах М.А. Жарковым [1978] были описаны 97 эвапоритовых бассейнов, а общее их число в стратисфере Земли несомненно приближается к 150.

Месторождения калийных солей всегда располагаются внутри крупных солеродных бассейнов, причем количественно они сильно уступают последним. Как показали А.Л. Яншин и М.А. Жарков [1986 б], в настоящее время в мире установлено только 23 калиеносных бассейнов. Относительное положение наиболее крупных соленосных и калиеносных бассейнов показано на рис. 11.17.

Морфометрия некоторых солеродных бассейнов была исследована А.А. Ивановым и М.Л. Вороновой [1972]; эти данные приведены в таблице 48.

Очевидно, что некоторые солеродные бассейны, такие как кембрийский водоем Сибирской платформы или пермский бассейн Прикаспийской синеклизы Русской платформы занимали огромные площади в 1–3 млн км^2 и были представлены солеродными толщами мощностью в 1,5–2,0 тыс. м. Любопытно, что геологические запасы кембрийских отложений Сибирской платформы составляют $1{,}68 \cdot 10^{15}$ т каменной соли; близки к этой цифре и запасы Южно-Уральского прогиба.

В целом запасы хлористого натрия в стратисфере А.Б. Ронов [1964] определил в $6{,}5–8{,}0 \cdot 10^{15}$ т, а А. Полдерваарт [1957] – в $7{,}8–8{,}5 \cdot 10^{15}$. Исследования А.А. Иванова и М.Л. Вороновой [1972], учитывающие открытия новых солеродных бассейнов, заставляют увеличить суммарные запасы NaCl в 1,5–2,0 раза.

Кроме запасов хлористого натрия в недрах Земли заключено огромное количество других минеральных солей: сульфатов кальция и натрия, сульфатов и хлоридов калия и магния. Общие их запасы в стратисфере приближаются к цифре $70–80 \cdot 10^{15}$ т [Алекин, 1966; Иванов, Воронова, 1972].

Как было показано в работах Н.М. Страхова [1960; 1962] и Ф. Лотце [1964], географическое распространение эвапоритовых бассейнов на континентах на протяжении всего фанерозоя от кембрия до квартера четко контролировалось размещением *аридных* зон.

Кроме того, работами разных исследователей было установлено, что многие галогенные формации размещаются в пределах платформенных структур – Русской, Сибирской, Северо-Американской, а также Средне-Европейской, Туранской и др. Как показали А.А. Иванов и М.Л. Воронова [1972], из общего числа галогенных формаций России 67% связано с платформенными структурами, 25%, с межгорными впадинами складчатых систем и только 8% – с краевыми геосинклиналями этих систем. Солеродные формации, возникающие в эвапоритовых бассейнах, очень часто ассоциируются с красноцветными карбонатными от-

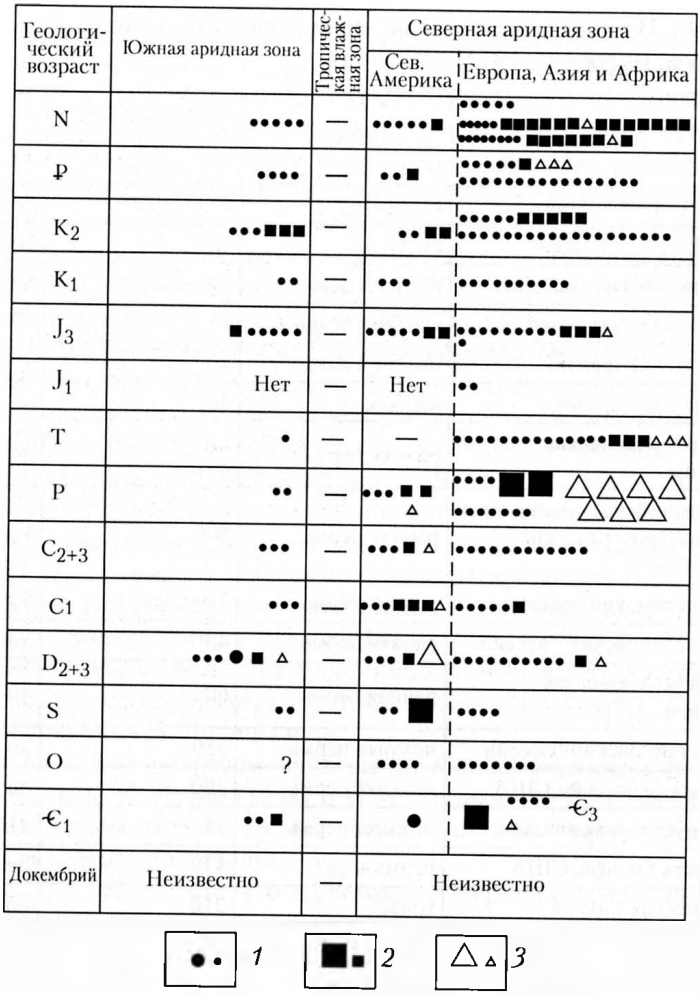


Рис. 11.17. Стратиграфическое размещение галогенных отложений [Страхов, 1962]
1 – гипсы; 2 – галититы; 3 – калийные соли (размеры условных знаков отображают интенсивность образования соответствующих типов галогенных пород)

ложениями. Как утверждает В.К. Крумбейн [Krumbein, 1951], выделяются 4 типа взаимоотношений галогенных и красноцветных формаций.

I тип – морские отложения подстилают и перекрывают соленосную толщу; примером может служить силурийская формация Salina в Мичиганском бассейне США или девонская формация Припятского прогиба (Белоруссия).

II тип – в почве эвапоритов располагаются морские отложения, а в кровле – красноцветные толщи; именно такие соотношения можно наблюдать в кембрийских отложениях Сибири.

III тип – характеризуется обратными взаимоотношениями. В почве солеродной толщи залегают красноцветы, а в кровле – морские отложения. Пример – миоценовая солеродная толща Ереванского прогиба.

Таблица 48. Площади распространения и мощности древних галогенных формаций [Иванов, Воронова, 1972]

№№ п/п	Бассейн	Возраст	Площадь распространения, тыс км^2	Мощность, м
1	Сибирская платформа	кембрий	2500–3000	Более 2000
2	Мичиганский бассейн	силур	400	200–750
3	Виллистонский бассейн	средний девон	245–500	300–500
4	Московская синеклиза	средний девон	15	75–85
5	Припятский прогиб	поздний девон	20	до 3500–4000
6	Формация Парадокс	карбон	30	до 2000
7	Днепрово-Донецкая впадина	ранняя пермь	25	до 1200
8	Прикаспийская синеклиза и Южно-Предуральский прогиб	ранняя пермь	800	1500–2000
9	Верхнекамский бассейн	ранняя пермь	7,5–8,0	800–1000
10	Верхнепечорский бассейн	ранняя пермь	4,0	500–600
11	Двинско-Мезенская впадина	ранняя пермь	60	40–230
12	Цехштейновский бассейн	поздняя пермь	350	до 1200
13	Пермский бассейн США	поздняя пермь	300	до 1300
14	Бугурусланская впадина	поздняя пермь	15	210
15	Область Гольфа, США	пермь-юра?	170	не установлены
16	Алжирская Сахара	триас	250	более 1600
17	Среднеазиатский бассейн	поздняя юра	200	800 и более
18	Предгиссарский бассейн	поздняя юра	11	
19	Предгиссарский калиеносный бассейн	поздняя юра	2,5	до 700
20	Бассейн Кванза (Ангола)	ранний мел	40	100–350
21	Рейнский грабен	палеоген	3,5–4,0	до 1300
22	Впадина Унакинс-Пикс	палеоген	16	250–300
23	Предкарпатский прогиб	неоген	4–5	2000–2500
24	Межгорные впадины Тянь-Шаня	неоген	0,25–25	50–1000

Наконец, к IV типу относится соленосная толща, включенная внутрь красноцветной формации, которая и подстилает, и перекрывает ее. В качестве примера может служить галогенная формация Хемиссет (Марокко), которая залегает среди красноцветных карбонатных континентальных отложений.

Очень важно подчеркнуть, что галогенные и красноцветные толщи очень часто парагенетически связаны между собой.

В целом, подводя итоги анализа закономерностей пространственного распределения соленосных отложений, можно только присоединиться к выводам Н.М. Страхова: »Области аридного климата, лентообразно или крупными ареалами пролегавшими на поверхности Земли, намечали площади, внутри которых потенциально было возможно галогенное породообразование. Но эти потенциальные возможности реализовались только на таких участках внутри аридных зон, на которых одновременно существовали необходимые ландшафтно-тектонические условия. Они заключались в том, чтобы на прогибавшейся площади возник морской бассейн, имевший ограниченную связь с открытым морем и чтобы дно бассейна длительно, но неравномерно прогибалось, достигая эпизодически больших скоростей опускания; эти последние моменты фиксируются толщами галититов и калийных солей. Такого рода условия чаще всего и в громадном площадном развитии возникали на стабильных платформенных массивах, в синеклизах которых и накопилась совершенно подавляющая масса галогенных отложений.

Так как платформы обычно далеко отстояли одна от другой, то галогенные формации внутри единой полосы аридного климата естественно образовывали сгущения или «узлы галогенеза» с пустыми промежутками между ними. В целом же получается, что в каждую отдельную геологическую эпоху полосы и области аридного климата намечали «пояса галогенеза», тектонический же фактор создавал «узлы галогенеза» [Страхов, 1962, с. 517].

Стратиграфическое размещение галогенных отложений было рассмотрено в работах Ф. Лотце, Н.М. Страхова, А.А. Иванова, М.П. Фивега, С.М. Кореневского, М.А. Жаркова, А.Л. Яншина и др.

Наиболее сложным вопросом является проблема соленосности докембрия. Еще совсем недавно Ф. Лотце [1968] и Н.М. Страхов [1962] отвергали построение К. Ранкама и утверждали, что все имеющиеся в литературе указания о докембрийских эвапоритах ошибочны.

Начиная с 70-х годов прошлого столетия, в литературе были описаны многочисленные факты, свидетельствующие о проявлении различных форм эвапоритового процесса в архее и протерозое. Очень ценная сводка этих наблюдений была выполнена в статье М.А. Жаркова [2005]; эта работа является продолжением серий статей А.Л. Яншина и М.А. Жаркова, посвященных эволюции соленакопления в истории Земли [Жарков, Яншин, 1980; 1986 а].

Было установлено, что в архейских и протерозойских отложениях континентального блока Земли распространены три группы проявлений так или иначе связанных с эвапоритовыми залежами.

1. Косвенные текстурно-структурные и геохимические признаки существования солеродных толщ (наличие брекчий выщелачивания и несогласий внутри карбонатных толщ, соленые источники и воды, наблюдение над изотопами серы и т.п.).

2. Присутствие метаморфгенных образований (скаполит – $(75–n)\cdot Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl\cdot nCa_4[Al_2Si_2O_8][SO_4\ CO_3]$, где n=0–75), образование которых предположительно связывается с метаморфическими изменениями сульфатов.

3. Широкое распространение псевдоморфоз и глиптоморфоз ангидрита, гипса и галита в терригенных и карбонатных отложениях докембрия, отчетливо тяготеющих к так называемым «карбонатным » платформам.

Косвенные признаки возможного распространения соленосных отложений в докембрийских отложениях Скандинавии, Сибирской платформы, Барбертонско-

го нагорья (Южная Африка) и других регионов были рассмотрены в работах [Rankam, Sahama, 1950; Виноградов, 1980; 2003; Виноградов и др., 1976; 1994]. Предполагалось, что подземное выщелачивание солей могло с одной стороны приводить к распространению сильно минерализованных вод (источники Або в Финляндии), с другой – формировать мощные толщи брекчированных доломитов, связанных с несогласиями. Наконец, подземное выщелачивание сульфатов в значительной степени связано с восстановлением SO_4^{-2} и возникновением сероводорода, а это, в свою очередь, накладывает отпечаток на изотопный состав серы (значения δS^{34}). Как бы то ни было, но идея растворения и деградации, некогда существовавших сульфатов и других эвапоритов по-своему объясняет отсутствие мощных пластов и линз этих образований в древнейших отложениях планеты.

В диопсидовых гнейсах и сланцах федоровской свиты пенгрской серии Алданского щита (3,2–3,5 млрд лет) В.А. Каргатьевым [1970] были обнаружены скаполитсодержащие прослои они ассоциируются с линзами и гнездами ангидрита. Д.П. Сердюченко [1972; 1975; 1985] показал, что аналогичные образования распространены в одновозрастных отложениях Прибайкалья, Скандинавского щита, Канады, Австралии и Мадагаскара. Этот исследователь связывает их происхождение с метаморфизмом сульфатных отложений архея.

В последнее двадцатипятилетие в зарубежной литературе появились многочисленные описания докембрийских псевдоморфоз и глиптоморфоз карбонатов по ангидриту, гипсу и галиту; как замещения, так и отпечатки кристаллов чаще всего связаны с мощными карбонатными толщами, в составе которых большую роль играют бактериально-водорослевые маты, скопления и строматолитовые постройки, нивелирующие рельеф и формирующие остов «карбонатных» платформ, которые особенно широко были распространены в верхнем докембрии [Семихатов, 1995].

Следы кристаллизации солей были исследованы в работах J.S. Dunlop, J.B. Lambert, J.H. Crick, M.D. Muir, J.P. Grotzinger, P.F. Hoffman, R.W. Page, J.C. Walker, D.Y. Sumner, P.R. Winefield и др.; они были установлены в верхнеархейских и протерозойских отложениях Австралии, Канады и США, Южной Африки.

Как подчеркнул М.А. Жарков [2005], при широком распространении псевдо- и глиптоморфоз в архее и раннем протерозое обращает на себя внимание *полное отсутствие* сколько-нибудь значительных по мощности пластов гипсов, ангидритов и солей; эти образования появляются только в верхнем рифее, который и можно считать началом полномасштабного соленакопления.

Следует в то же время отметить, что сам механизм образования псевдо- и глиптоморфоз кристаллов гипса, ангидрита и галита в чехле карбонатных платформ вряд ли можно использовать для реконструкции солевого состава докембрийских поверхностных вод, как это пытается сделать М.А. Жарков в цитируемой работе. В условиях аридного климата и полной нивелировки поверхности субстрата, столь характерной для карбонатных платформ, процесс осаждения солей протекал скоре всего не в условиях солеродных водоемов, а в обстановке испарительного «насоса» себкхи. При этом осаждение компонентов осуществлялось в полузамкнутом поровом пространстве биогенно-водорослевых карбонатов, под действием нагрева поверхности осадка и инсоляции [Hauschke, 1989]. Модель такого явления построить довольно сложно, однако уже сейчас ясно, что она отличается от моделей обычного солеродного бассейна.

Переход от докембрийского к фанерозойскому соленакоплению довольно сложен. Как было подчеркнуто в работе М.А. Жаркова [1978], скопления гипса и ангидрита пользуются довольно широким распространением в верхнерифейских толщах (1,03–0,6 млрд лет). Они были установлены в старореченской, ушаковской, мотской и юдомской свитах Сибирской платформы [Комар, 1966; Кулебакина и др., 1971], в формациях Нарсарсук, Аорфарнак и Меркебьорг в Гренландии, а также в формациях Нижней и Верхней гипсовой долины и Минто-Инлет в Канадском арктическом архипелаге [Thorsteinsson, Kerr, 1968]. С другой стороны, подавляющее большинство галититовых проявлений в Австралии (бассейн Амадаус), в пределах Иранского побережья Персидского залива и в иркутском горизонте Восточной Сибири скорее всего могут быть отнесены уже не к рифею, а к кембрию.

Если все это так, то в истории Земли вначале появляются сульфатные скопления и только позднее – галититы.

Весьма любопытную картину вскрыли построения Н.М. Страхова [1960], который попытался рассмотреть поведение различных галогенных отложений в фанерозойский этап развития Земли (см. рис. 11.17). Для этого он раздельно нанес на шкалу времени распределение гипсов, галититов и калийных солей в аридных зонах Северного и Южного полушария и относительными размерами значков подчеркнул масштабы различных проявлений эвапоритов.

Оказалось, что с кембрия и до квартера эвапоритовый процесс протекал почти непрерывно, ибо галогенные отложения развиваются во все эпохи фанерозоя. Однако их интенсивность не оставалась постоянной; она то усиливалась, отчетливо обозначая эпохи, благоприятные для соленакопления, то ослабевала.

Ослабление процесса солеобразования фиксируется в ордовике, карбоне, нижней юре, нижнем мелу. Наряду с ними хорошо просматриваются периоды резкого усиления соленакопления.

Грандиозное солеобразование устанавливается в нижнекембрийское время. В это время формируются огромные бассейны усольской свиты на Сибирской платформе (Россия), галититы Соляного кряжа Пакистана и соли побережья Персидского залива.

В девонское время образовывались Виллистонское калиевое месторождение США, каменная соль и калийные соли Припятского прогиба, галититы ДДВ (Украина), гипсово-ангидритовые толщи Подмосковья (Россия), галититы Хатангской впадины и гипсы юга Сибирской платформы (Россия).

Нижнепермская эпоха включает в себя огромные по площади галититовые водоемы Североамериканской платформы (Делаварский бассейн и др.), Западно-Германской впадины и юго-восточного обрамления Русской платформы.

В мезозойско-кайнозойское время галогенез особенно усиливается в триасе, юре, в верхнем мелу и в неогене. Любопытно, что в этот период трансформируется сам характер соленакопления; на смену гигантским солеродным бассейнам палеозоя приходит множество небольших эвапоритовых систем, количество которых то возрастает, то уменьшается во времени.

Необходимо подчеркнуть, что в схеме эволюции солеродных систем ясно отражается стадийность галогенеза. Действительно, в истории этого явления четко видно абсолютное преобладание гипсов и ангидритов, которые обычно составляют более 99% всей массы сульфатных пород [Жарков, Яншин, 1980]. Как хорошо видно на рис. 11.17, гипсоносным толщам значительно уступают галититы; садка поваренной соли особенно характерна для крупных эпох галогенеза. Нако-

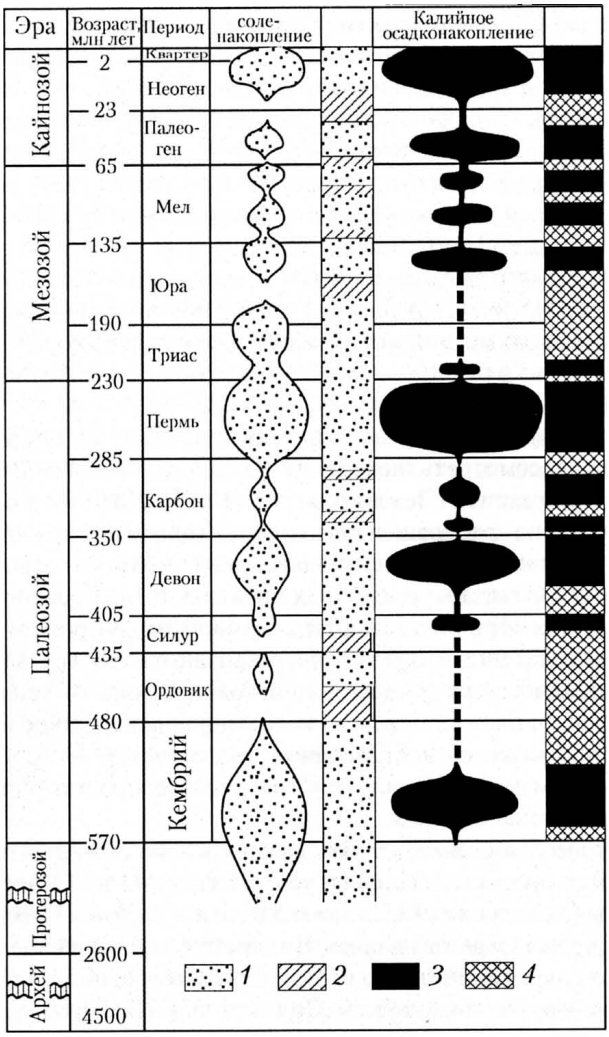


Рис. 11.18. Этапность соленакопления и калийного осадконакопления в геологической истории [Яншин, Жарков, 1986]

1–4 – этапы: 1 – соленосные, 2 – бессоленосные, 3 – калиеносные, 4 – бескалиеносные

нец, калийные соли появляются среди галогенных образований сравнительно редко, отражая наиболее полно развивающуюся стадиальность процесса.

Сравнение распространения соленакопления и образования калийных солей во времени показано на рис. 11.18. Хорошо видно, что наиболее крупным эпохам солеобразования соответствуют периоды интенсивного образования калийных солей. Иначе говоря, формирование месторождений калийных солей является высшей стадией галогенного процесса, его наиболее полным проявлением. Само собой разумеется, что достигается эта стадия значительно реже, нежели стадия гипсо- и галитообразования. При этом обычное соленакопление пользуется очень

широким развитием во времени, в результате чего эпохи галогенеза почти сливаются между собой, в то время как периоды образования калийных солей редки и разделены длительными безкалиевыми эпохами.

Геохимия элементов-примесей в эвапоритах

Проблема была подробно рассмотрена в работах А.П. Виноградова, Т.Ф. Боровик-Романовой, Я.Я. Яржемского, Н.М. Страхова, И.Д. Борнеман-Старынкевич, K. Correns, М.Г. Валяшко, В.А. Красинцевой, Т.Ф. Бойко, В.В. Буркова, Е.К. Подпориной, В.А. Красинцевой, Е.В. Пеннекера, Н.К. Зайцева, А.М. Овчинникова, D. White, Л.С. Балашова, А.А. Махнача, А.В. Кудельского, Г.Э. Прозоровича и других ученых.

Среди химических элементов, участвующих в процессе эвапоритового соленакопления, Н.М. Страхов [1960] выделяет две группы: группу терригенных и группу галогенных элементов. К первой группе принадлежат элементы-примеси, связанные с обломками минералов, механическим путем внесенные в солеродный палеоводоем. Среди них особенно распространены Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu и др. Они обычно отражают состав определенной питающей провинции и являются своеобразным разбавителем эвапоритовых минералов.

Вторую группу представляют химические элементы, активно участвующие в образовании эвапоритовых минералов; эта группа не совсем точно именуется галогенными примесями. Строго говоря, к галогенным элементам химики относят только фтор, хлор, бром и йод – элементы седьмой группы периодической системы Д.И. Менделеева; они активно соединяются с металлами и образуют соли типа NaCl.

Однако, поскольку в образовании карбонатов, сульфатов и хлоридов щелочных и щелочноземельных элементов эвапоритового процесса часто принимают участие стронций, бор, литий, рубидий, цезий и бром, геохимики существенно расширили группу галогенных элементов.

Прежде всего, обращает на себя внимание, что большинство галогенных элементов встречаются в небольшом количестве в пресноводных реках и отчетливо концентрируются в морской воде и в рапе солеродных бассейнов. Это хорошо видно в таблице 49, составленной по данным Т.Ф. Бойко [1973], В.В. Гордеева [1983], Э.Д. Гольдберга [Goldberg, 1961], Е.В. Пиннекера [1966], В.Г. Попова [1985] и Д.С. Ибрагимова с соавторами [1990].

Анализ приведенных данных убеждает в том, что средние содержания галогенных элементов обычно возрастают в ряду речные воды–морские воды–рассолы. Это отражает общую способность поверхностных вод различного класса по мере увеличения минерализации накапливать в растворах элементы-примеси.

На этом общем фоне наблюдается довольно сложная картина выпадения элементов галогенной группы в осадок в виде твердых фаз, причем последовательность минералообразования здесь четко контролируется стадиальностью эвапоритового процесса.

Стронций. По данным В.В. Буркова и Е.К. Подпориной [1963], стронций участвует в образовании 25 минералов; в процессах эвапоритовой седиментации, однако, важная роль принадлежит целестину ($SrSO_4$) и отчасти стронциониту ($SrCO_3$).

Таблица 49. Распределение галогенных элементов (мг/л) в ряду от речных вод малой минерализации (200 мг/л) до крепких рассолов (300–350 г/л)

Элементы	Речные воды		Морские воды	Рассолы		
	Бойко, 1973	Гордеев, 1983	Гольдберг, 1961	Сибирская платформа, Пиннекер,1966	Русская платформа, Попов, 1985	Туранская плита, Ибрагимов, 1990
Стронций (Sr)	0,06	0,05	8,0	0,4–8 000	–	Более 300
Фтор (F)	0,10	0,10	1,3	0,08–22	–	–
Бор (B)	0,015	0,018	4,6	2,0–500	0,05–13	240
Литий (Li)	0,0011	0,002	0,2	0,05–500	–	3,0–5,3
Рубидий (Rb)	0,0015	0,002	0,12	–	–	5,8
Бром (Br)	0,022	0,02	65	–	0,1–2000	800
Иод (I)	0,0078	0,07	0,06	0,1–30	Следы–90	18–89

Примечание. Прочерк – нет данных.

При осолонении морского водоема одновременно с ростом основных солей в рапе увеличивается содержание стронция. Первая стадия выпадения карбонатов приводит к осаждению стронция, изоморфно замещающего доломит; как показали А.П. Виноградов и Т.Ф. Боровик-Романова [1945], среднее содержание стронция в кунгурских породах Приуралья распределяется следующим образом: известняки – 0,20, доломиты – 1,23, ангидриты и гипсы – 0,70%. Сходные данные были приведены в работах W. Hant, H.T. Odum [Graf, 1960]. Можно предполагать, что стронций присутствует в доломите в виде карбоната.

Дальнейшее осолонение рапы морского происхождения приводит к тому, что стронций начинает осаждаться, образуя самостоятельную твердую фазу – целестин. Этот минерал, как утверждал Н.М. Страхов, представляет собой характерное явление средних ступеней осолонения эвапоритовых водоемов. Целестиновые пласты и линзы довольно часто обнаруживаются в солеродных отложениях различных районов, где занимают определенное место среди минералов сульфатной стадии. Подробное описание целестиновых месторождений и рудопроявлений читатель может найти в трудах В.В. Буркова и Е.К. Подпориной [1963], В.В. Буркова [1966], Н.С. Скиба [1970], С.М. Кореневского [1973] и др.

Фтор. В общей минералогии известны 15 минералов группы фторидов; в осадочном процессе участвуют два – фторапатит ($Ca_2P_2O_8 \cdot CaF_2$) и флюорит (CaF_2).

В эвапоритовом процессе, связанном с испарением морской воды, принимают участие флюорит и значительно более редкие минералы – селлаит (MgF_2) и флюоборит ($Mg_3(F,OH)_3 \cdot BO_3$).

Морская вода нормальной солености далека от насыщения флюоритом, и поэтому осаждение из нее этого минерала практически невозможно. В осолоняющихся водоемах, как показали эксперименты А.В. Казакова и Е.И. Соколовой [1950], в области осаждения карбонатов флюорит вначале выпадает в осадок (2–4 сте-

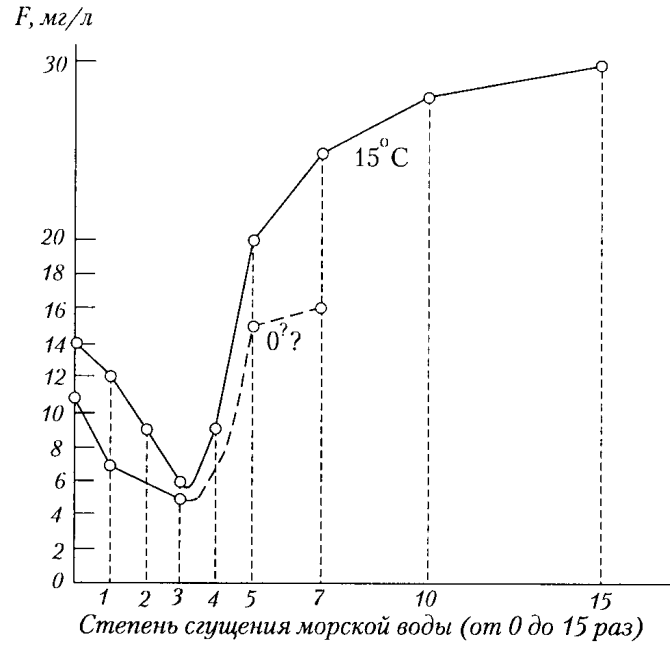


Рис. 11.19. Растворимость флюорита в морской воде различной солености [Казаков,. Соколова, 1950]

пени сгущения морской воды), а затем начинает накапливаться в растворе (рис. 11.19). Концентрация флюорита продолжается вплоть до стадии эвтоники, когда он окончательно локализуется в сухом остатке.

Реальное распределение фтора среди галогенных солей разных стадий несколько варьирует. По С. Корренсу [Correns, 1951], в доломитах содержится 0,018%, в гипсах и ангидритах – 0,06%, в каменных солях – 0,002% и в полигалитах Германии – 0,002% фтора. В соответствии с данными В.В. Даниловой [1949], в пермских отложениях Приуралья и в карбоне Русской платформы фтор концентрируется в доломитах. Ее результаты выглядят так: доломиты – 0,025%, гипсы и ангидриты – 0,013% фтора.

Можно думать, что осаждение флюорита происходит на рубеже карбонатной и сульфатной стадии в начале эвапоритового цикла и окончательно завершается в эвтонике.

Бор. Представлен многочисленной группой боратов, в которой идентифицируются более 44 различных минералов. Он образует большое количество минеральных видов с Na, K, Mg, Ca, Sr, причем многие из них представляют собой вторичные образования, возникшие уже при выветривании соляных куполов.

Как видно в табл. 49, содержание бора в морской воде составляет ~4,6 мг/кг; дальнейшая концентрация этого элемента в галогенном цикле испарения, по М.Г. Валяшко с соавторами [1969], происходит следующим образом: при выделении гипса – 12–40 мг/кг, при выделении галита – 40–370 мг/кг, в стадию сильвина и карналлита – 200–500 мг/кг, в эвтоническую стадию – 500–700 мг/кг. И только при эвтоническом испарении рапы, когда ее объем сокращается в 10 раз и более концентрация бора достигает 1,6–1,8 г/кг.

В целом анализ приведенных цифр убеждает в том, что рапа соленосных отложений недосыщена в отношении боратов и поэтому прямое химическое их осаждение запрещено.

В то же время по данным Н.М. Страхова, Е.К. Лазаренко, Е.Е. Вороновой, Г.М. Другова, М.Д. Деярова, А.А. Озола, С.М. Кореневского, а также M.R. Goodman, A.G. Hereman, R.O. Hoffman, W. Berdesinski, W.S. Smith, H. Borchert et al. многие крупные галогенные формации с полным профилем галогенеза содержат пласты и линзы, обогащенные боратами. При этом обычно наиболее богаты боратами пласты кизерит-карналлитовой породы, образовавшиеся в заключительную стадию эвапоритизации.

Объяснений этому несоответствию несколько. Одни исследователи, вслед за Н.М. Страховым [1960] и М.Г. Валяшко [1962] указывают на то, что на стадии эвтоники концентрации бора достигают критического значения, и именно на этом этапе осуществляется массовое осаждение боратов, впоследствии преобразованных в более сложные минеральные формы. При этом они указывают также на большую роль процессов соосаждения боратов и главных компонентов галогенного цикла. Так, например, согласно данным В.А. Головко [1960], на разных стадиях эвапоритового процесса бор может присутствовать в рапе в виде $[BO_3]^{-2}$, который весьма близок по заряду и радиусу ионов комплексному иону $(CO_3)^{-2}$. Это определяет сходство в их поведении: осаждение карбонатов в начале испарения морских вод сопровождается накоплением боратов.

В отличие от Н.М. Страхова и М.Г. Валяшко, А.А. Озол [1983] и, отчасти, С.М. Кореневский [1973] утверждают, что воды морских водоемов, питавшие солеродные впадины, были изначально обогащены боратами за счет подводной вулканической деятельности. Благодаря дополнительному источнику бора осаждение боратов в осолоняющихся бассейнах осуществлялось так, как это показано на рис. 11.20. На графике видно, что в этом случае преимущественно с доломито-гипсовой стадией связано образование люнебургита ($Mg_2B_2[PO_4]_2[OH]_6 \cdot 5H_2O$) и кургантоита ($Mg_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$), а с галитовой стадией ассоциируется ашарит ($MgHBO_7$). Обе эти стадии характеризует распространение гидроборацита ($MgCaB_6O_{12} \cdot 6H_2O$). На стадиях сульфатномагниевой и сульвинитовой получают развитие калиборит ($KMg_2B_{11}O_{19} \cdot 9H_2O$) и хильгардит $Ca_8[B_6O_{11}]_3Cl_4 \cdot 4H_2O$ и по сути дела на всем протяжении эвапоритизации распространены скопления борацита ($Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl_2$).

Тесная пространственная связь наземных вулканических поясов Земли с континентально-озерными месторождениями боратов, совпадение эпох боронакопления с периодами интенсивной вулканической деятельности, а также ассоциация крупных боратовых месторождений с мощными солеродными отложениями делают гипотезу А.А. Озола [1983] весьма правдоподобной.

Литий. Поведение щелочных элементов в рассолах и солях исследовалось в работах В.М. Гольдшмидта, Е.С. Буркcера, Н.И. Висягина, Н.К. Воскресенской, О.К. Янатьевой, Н.Н. Ефремова, В.В. Веселовского, Е.Е. Белькова, Т.Ф. Бойко, А.И. Муна, Е.П. Сливко, а также F. Busch, G. Heyne, W. Gale, G. Lander, E. Bolter, K.K. Turekian, R. Kuhn, A. Baar, D.E. White и других авторов.

В триаде литий–рубидий–цезий литий занимает особое положение; в отличие от других щелочей этот элемент в гидротермальных и магматических процессах способен образовывать собственные минералы (силикаты, фториды, бораты), хотя в галогенном цикле его минералы не установлены.



Рис. 11.20. Области выделения в осадок боратов в процессе морского галогенеза [Яржемский, 1968] и области выделения главных компонентов морской воды [Валяшко, 1962]

Основная масса лития концентрируется в рапе солеродных водоемов, где он пребывает вплоть до стадии эвтоники. Как было показано в работах Т.Ф. Бойко [1966; 1968], а также Е.П. Сливко и О.И. Петриченко [1967], главным осадителем лития являются магниевые минералы – кизерит, ашарит и карналлит, которые обособляются на самых поздних стадиях галогенеза (рис. 11.21). Повышенные содержания лития, по-видимому, связаны с изоморфным замещением в них магния [Бойко, 1968; Кореневский, 1973]. Оба эти элемента имеют радиус иона, равный 0,78Å. Кроме магнезиальных минералов галогенеза важным осадителем лития являются глинистые минералы; как доказал Т.Ф. Бойко, этот элемент при поступлении в солеродный бассейн глинистого материала легко сорбируется взвесями и рассеивается в глинистых прослоях.

Следует подчеркнуть, что при минералообразовании литий явно обнаруживает родство с боратами и фтором, а иногда его повышенные содержания ассоциируются с вулканическим стеклом и пирокластикой. Как мы увидим дальше, в некоторых случаях его концентрации оказываются тесно связаны с вулканической деятельностью.

Рубидий. В процессах солеобразования собственных минералов не образует. Основная масса этого элемента концентрируется в рапе осолоняющихся морских водоемов. В отличие от лития главными осадителями рубидия являются калиевые минералы. В твердую фазу рубидий выпадает на месторождениях сульфатных калиево-магниевых солей вместе с шенитом ($K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2$), каинитом ($KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$) и лангбейнитом ($K_2Mg_2[SO_4]_3$). На месторождениях смешанного или хлоридного типа рубидий связан с сильвином (KCl), но основная его масса выпадает вместе с карналлитом ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$).

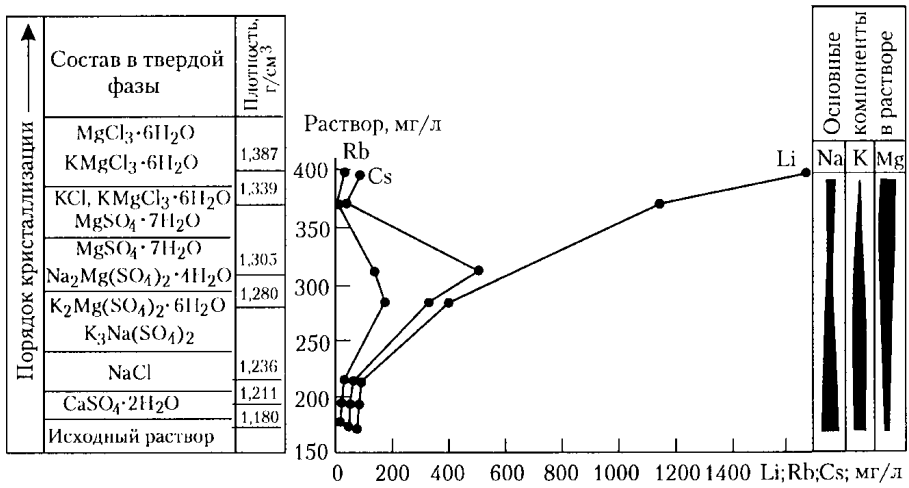


Рис. 11.21. Схема изменения содержаний рассеянных щелочных элементов в искусственном растворе в процессе кристаллизации солей [Сливко, Петриченко, 1967]

Основой поведения этого элемента в галогенном цикле является близость ионных радиусов Rb (1,49Å) и K (1,33Å), что определяет возможности их изоморфного замещения. Следствием является то обстоятельство, что при кларковом содержании рубидия в осадочных породах в 0,02% его содержание в верхнекамских карналлитах Приуралья достигает 0,085% [Морачевский и др., 1939], а в карналлитах Стафурта (Германия) – 0,059% [Kuhn, 1969].

Бром. Представляет собой типичный рассеянный элемент, который в галогенном процессе не образует собственных минералов и активно накапливается в жидкой фазе. При этом, по мере увеличения солености рапы, содержание брома возрастает следующим образом: в нормальной морской воде – 0,09 г/кг раствора, в начале осаждение гипса – 0,26, к началу садки галита – 0,59, к началу садки эпсолита – 2,72, к началу садки карналлита – 3,9, в эвтонической (бишофитовой) стадии – 5,99 г/кг [Валяшко, 1956].

Анализ распределения брома в солеродных формациях показывает, что оно часто носит региональный характер; для одних районов характерно высокое, а для других – низкое содержание Br. Примером типичной бромоносной провинции может являться Прикаспийская впадина.

Наиболее высокое содержание брома отмечается в хлоркалиевых и хлормагниевых солях последних стадий галогенеза. Такое поведение объяснимо, если вспомнить, что ионные радиусы Br (1,96Å) и Cl (1,81Å) близки, и поэтому бром способен замещать Cl в хлоридах, а в рапе осолоняющегося водоема содержание брома увеличивается к стадии эвтоники. Именно поэтому существует ряд галогенных пород, в которых содержание брома закономерно возрастает: галитит–каинит–сильвинит–карналлит–бишофит.

Йод. Представляет собой типичный рассеянный элемент, не образующий собственных минералов. Более того, благодаря большому ионному радиусу (2,2Å) йод не участвует в изоморфных замещениях, и основная его масса концентрируется в жидкой фазе галогенных систем. При развитии галогенного процесса йод остается в растворе вплоть до эвтоники и накапливается в сухом остатке солей.

Рапа солеродных водоемов, заключенная в интерстиционных пространствах солей, нередко содержит высокие количества йода. Так, например, в рассолах нефтяных месторождений Румынии и Индонезии содержание йода более нескольких сотен грамм на тонну рассола, а в США йод извлекается в промышленных количествх из рассолов нефтяных скважин штата Луизианы [Кореневский, 1973]. В Туркмении промышленным объектом на йод являются высокоминерализованные рассолы нефтегазоносного района полуострова Челекен.

О редкометальных месторождениях галогенов

Краткий обзор поведения элементов-примесей в связи с развитием стадий галогенного процесса позволяет выделить в них несколько типов месторождений. Особое место среди них занимают концентрации стронция, фтора и бора – химических элементов, способных образовывать самостоятельные минеральные формы. В полном соответствии со своей природой, минеральные месторождения этих элементов представлены пластами, линзами и конкрециями, хорошо вписывающимися в общую зональность галогенеза. При этом скопления целестина и флюорита обычно тяготеют к первым стадиям солеобразования, ассоциируясь с карбонатными породами – известняками и доломитами, реже – с гипсами и ангидритами, тогда как скопления боратов получают распространение в разных частях галогенных формаций, что хорошо было показано на рис. 11.20.

Подробное описание осадочных месторождений целестина, флюорита и боратов приведено в работах [Kuhn, 1948; 1955; Stewart et al., 1954; Stewart, 1968; Бурков, Подпорина, 1962; Бурков, 1964; Скиб, 1970; Кореневский, 1973; Яржемский, 1968] и др.

Другую группу месторождений составляют рассеянные элементы, не образующие собственных минералов; к ним принадлежат Li, Rb, Br и I. Их концентрации отчетливо тяготеют к жидкой фазе, они преимущественно концентрируются в рапе, и степень их накопления возрастает по мере перехода от карбонатной к сульфатной и хлоридной стадиям галогенеза.

В то же время в поведении этих элементов заметную роль играет изоморфизм; литий и магний, рубидий и калий, бром и хлор благодаря близости ионных радиусов способны замещать друг друга и вследствие этого обогащают породообразующие галогенные минералы солей.

Наряду с рассолами, обогащенными этими химическими элементами, среди твердых продуктов галогенеза появляются прослои и тела солей, содержащие повышенные количества элементов-примесей. Хорошим примером таких взаимоотношений могут являться пласты карналлита, часто содержащие довольно высокие количества рубидия. Иногда в процессы концентрации этих элементов вторгается сорбция; глинистые минералы выносят некоторое их количество из раствора и тогда они слабо обогащают глинистые прослои. В целом возникают двухфазные месторождения, где рудный компонент, с одной стороны, растворен в рапе, а с другой – сконцентрирован в галогенных минералах определенной стадии процесса солеобразования.

Наконец, еще один тип редкометальных скоплений представляет йод; этот сверхрассеянный элемент не концентрируется в твердой фазе, а является наиболее характерной примесью в жидких рассолах.

Очень интересной и важной проблемой происхождения высоких концентраций элементов-примесей в солеродных рассолах и в галогенных отложениях в

целом является проблема вулканогенного источника некоторых химических элементов. Как мы уже видели ранее, связь с гидротермально-вулканической деятельностью намечается для бора и, возможно, брома.

Большой промышленный и генетический интерес представляют месторождения лития, вольфрама и бора, залегающие в современных озерах Мохевской пустыни (США) и Цайдамской котловины (КНР). Широкой известностью пользуется озеро Серлс, расположенное на краю пустыни Мохев, в штате Калифорния (США); материалы, подробно характеризующие это месторождение, были опубликованы W.A. Gale, A. Pabst et al., J. Smith, W. Pratt, E. Blackwelder, R. Flint, W.A. Gale, D.V. Heines, J.B. Droste, D.W. Scoholl и обобщены в статьях Т.Ф. Бойко [1963; 1966]. Они послужили основой для написания данного раздела.

Озеро Серлс расположено в северной части пустыни Мохев, которая с запада ограничена хр. Сьерра-Невада, а на севере целой системой субмеридиональных хребтов, понижающихся в сторону пустыни. Хребты разделяются долинами, замкнутыми на севере и открытыми к югу. С запада на восток различаются долина р. Оуэнс, долина Панаминт и долина Смерти; в них располагаются несколько плейстоценовых реликтовых озер. На юге исследуемый район ограничен субширотной веткой железной дороги, соединяющей гг. Бейкерфильд и Кингмен; в центре этой ветки располагается гор. Барстоу (рис. 11.22). В 100 км севернее этого населенного центра, у выхода из долины Панаминт, находится озеро Серлс.

Озеро занимает грабеннобразную тектоническую впадину, ограниченную разломами, и имеет площадь в 150 км^2. Оно полностью заполнено солевой массой, насыщенной рассолом (рапой) и, по терминологии М.Г. Валяшко, является типичным «сухим» озером.

Озеро представляет собой часть крупной плейстоценовой системы; в плювиальные периоды оно соединялось с озерами Оуэнс, Чайна, Панаминт и Менли, соленые воды которых, несомненно, подпитывали водоем.

Промышленное месторождение Серлс можно рассматривать как двухфазную систему, в которой полезное ископаемое находится в твердом и жидком состоянии. Доверху наполненное солью озеро только в паводки покрывается рассолом глубиной в 20–30 см.

Как показало разведочное бурение, в разрезе озерные отложения слагаются двумя крупными чечевицеподобными линзами солей, носящими название «верхнее» и «нижнее» соляные тела (рис. 11.23); они разделяются и подстилаются тонкослоистыми глинисто-карбонатными толщами со значительной примесью гейлюссита ($CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 5H_2O$).

В составе солеродных тел широким распространением пользуются следующие минералы: галит NaCl, трона $Na_2CO_3 \cdot 2NaHCO_3 \cdot 2H_2O$, ганксит $9Na_2SO_4 \cdot 2Na_2CO_3 \cdot KCl$, гейлюссит $CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 5H_2O$, пирсонит $CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$, бура $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$, доломит $CaMg(CO_3)_2$, буркеит $Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$, нортупит $MgCO_3 \cdot Na_2CO_3$, арагонит $CaCO_3$, нахколит $NaHCO_3$, тенардит Na_2SO_4, сульфогалит $2Na_2SO_4 \cdot NaCl \cdot NaF$, глазерит $K_3Na(SO_4)_2$, тичит $2MgCO_3 \cdot 2Na_2CO_3 \cdot Na_2SO_4$, шайрерит $Na_2SO_4 \cdot Na(F_1Cl)$, тинкалконит $Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$, кальцит $CaCO_3$, мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, галеит $Na_2SO_4 \cdot Na(F_1Cl)$, серлезит $NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$.

При этом галит слагает около 50% массы солей. Характерно, что распространенность минералов в приведенном списке уменьшается в порядке их перечисления, и среди них особенно развиты сложные сульфаты, карбонаты и бораты.

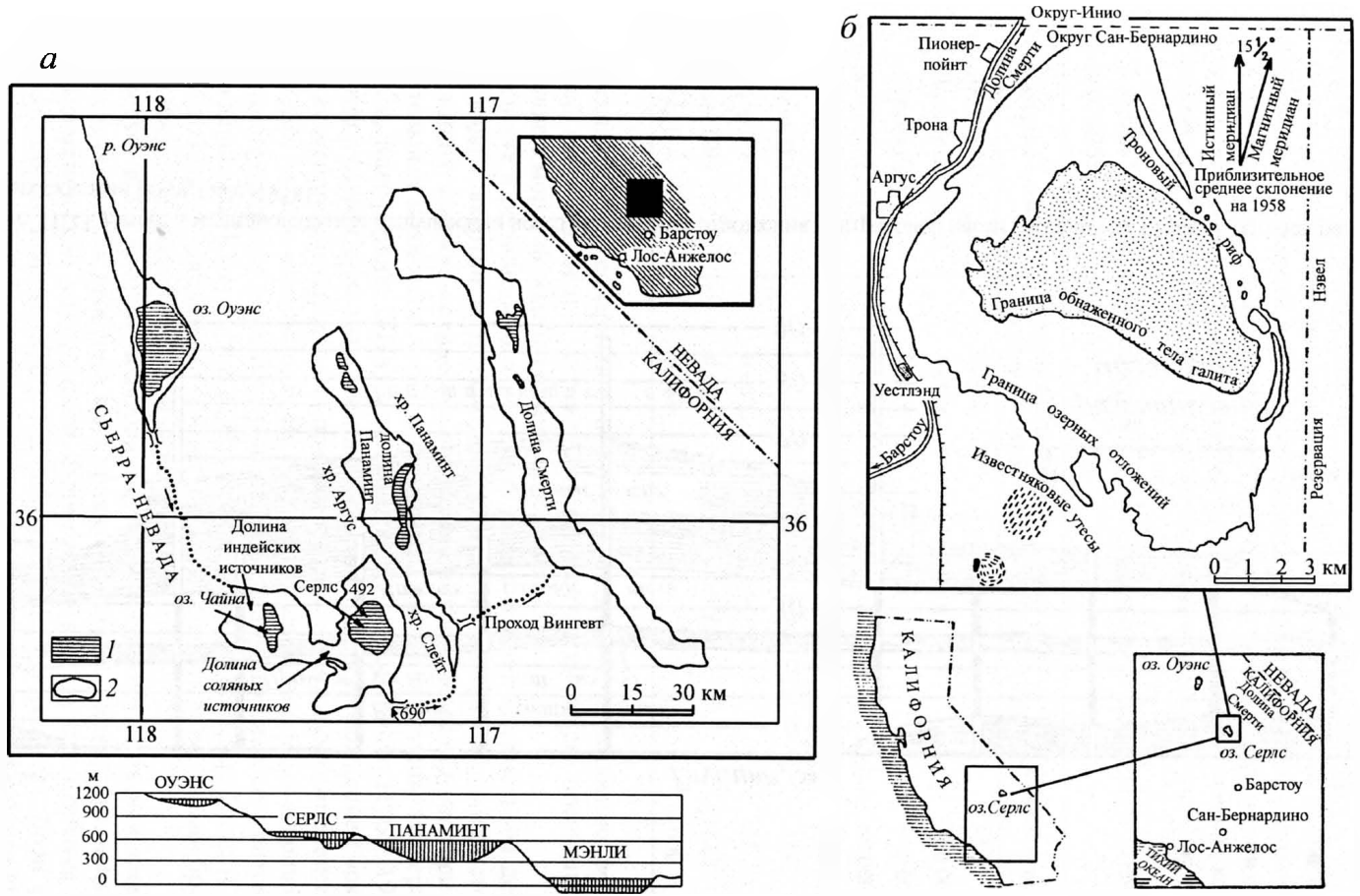


Рис. 11.22. *а* – карта и разрез, показывающие местоположение оз. Сёрлс в цепи современных и плейстоценовых озер (Оуэнс Мэнли) [Gale, 1914; Flint, Gale, 1958]: 1 – современные озера; 2 – контуры древних плейстоценовых озер; *б* – обзорная карта района оз. Сёрлс и план озера [Haines, 1959]

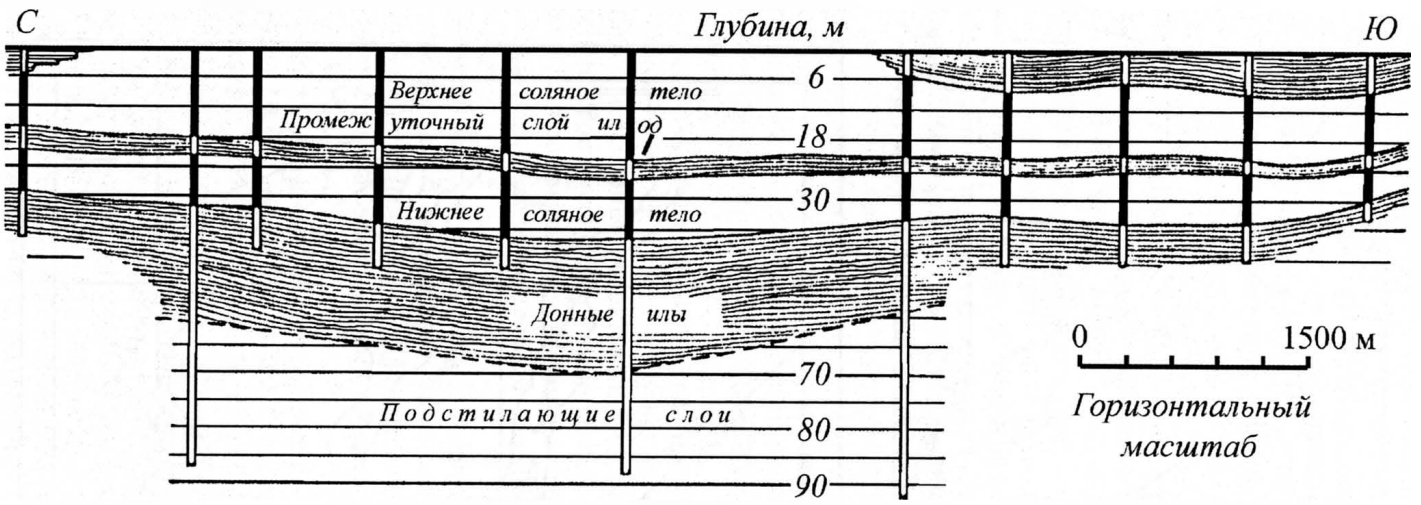


Рис. 11.23. Разрез в меридиональном направлении через соленосные отложения центральной части бассейна оз. Сёрлс. Построен по данным буровых скважин [Flint, Gale, 1958]

В верхнем соляном теле месторождения Серлс, в нижней части разреза, преобладают карбонаты (трона), в средней – сульфаты типа глазерита и ганксита, а в верхней – хлориды (галит, ганксит).

Верхнее и нижнее соляные тела пропитаны рассолами; благодаря интенсивной бактериальной деятельности эти маточные рассолы окрашены в красновато-оранжевые тона. В составе рассолов кроме обычных хлоридов, сульфатов и карбонатов щелочных и щелочноземельных элементов (соленость – 34%) содержится большое количество разнообразных примесей; их средние содержания приводятся в таблице 50.

Таблица 50. Средние содержания элементов-примесей в рапе озера Серлс [Бойко, 1963]

Химические элементы	Средние содержания в рапе оз. Серлс	Кларки в морской воде [Green, 1959]	Кларки концентраци
Литий (Li)	0,009	0,00002	450
Вольфрам (W)	0,0056	$1 \cdot 10^{-8}$	560 000
Сурьма (Sb)	0,0005	$<5 \cdot 10^{-8}$	~10 000
Мышьяк (As)	0,015	$3 \cdot 10^{-7}$	50 000
Фосфор (P)	0,03	$7 \cdot 10^{-6}$	100 000
Калий (K)	2,4	0,0380	63
Фтор (F)	0,002	0,00013	15
Бром (Br)	0,08	0,0065	12,3
Йод (I)	0,003	$5 \cdot 10^{-6}$	600

Очевидно, что содержание некоторых элементов и особенно вольфрама, сурьмы, мышьяка, йода и лития в сотни и десятки тысяч раз превышает их содержание в морской воде и в обычных рассолах.

Наличие в регионе многочисленных следов недавней термальной деятельности в виде травертинов, трассирующих разломы, находки горячих источников, содержащих высокие количества вольфрама в районе озера Оуэнс, присутствие значительных количеств лития в термальных рассолах долины Империал (Солтон-Си, Калифорния, США) позволяют вслед за Т.Ф. Бойко [1963; 1966] считать, что в озере Серлс мы имеем дело с типичным месторождением «скрещивания»; вулканогенно-термальный привнос многих подвижных компонентов, таких как W, Sb, As, P и, возможно, B, Br, F, I, наложился на типичный озерный галогенез, что определило появление в рапе озера их промышленных концентраций.

По данным Б.И. Когана и В.А. Названовой [1974], здесь в гор. Трона (США) успешно добывают и производят фосфат лития, борную кислоту, жидкий бром, буру, йод, а также сульфаты и хлориды калия и натрия.

Следует в заключение подчеркнуть, что месторождения редких элементов в солеродных толщах особенно ярко проявляют себя в районах интенсивной тектоно-магматической деятельности. Примером этого служат литиевые рассолы Цайдамской котловины (КНР), где высокие содержания лития, бора и других элементов-примесей также ассоциируются с сульфатами и хлоридами щелочных и щелочноземельных элементов [Юань Цзян-ци, 1959; Лепешков, 1959].

Литература

Алекин О.А. Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 208 с.

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 347с.

Батулин С.Г. Содержание урана в горных реках со смешанным питанием. В кн.: Очерки геохимии эндогенных и Зеленова О.И. и др. гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 271 –273.

Батулин С.Г., Головин Е.А. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 124 с.

Батулин С.Г., Грушевой Г.В., Зеленова О.И. и др. Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. 260 с.

Бойко Т.Ф. Оз. Серллс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах // Труды ИМГРЭ. Вып. 17. Изд-во АН СССР, 1963. С. 47–66.

Бойко Т.Ф. Редкие элементы в солях и соленосных отложениях // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1966. С. 704–716.

Бойко Т.Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М.: Наука, 1968. 120 с.

Бойко Т.Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.

Бурков В.В. Условия образования месторождений стронция в пестроцветной сульфатно-терригенной формации. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964. С. 42–58.

Бурков В.В. Месторождения стронция. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1966. С. 605–612.

Бурков В.В., Подпорина Е.К. Стронций (минералогия, геохимия и главные типы месторождений). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

Бурков В.В., Подпорина Е.К. Морфология и генезис стронций содержащих баритовых конкреций полуострова Мангышлак. В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 33–47.

Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. СПб: Изд-во Брокгауз-Ефрон, 1911. 202 с.

Валяшко М.Г. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессе испарения океанической воды, как фактор определяющий образование калийных солей // Докл. АН СССР. 1951. Т. 77. № 6. С. 25–29.

Валяшко М.Г. Экспериментальное исследование процессов метморфизации. Определение основных понятий и выбор методики исследования // Труды Всесоюзн. научно-иссл. ин-та галлургии. Вып. 23. 1952. 175 с.

Валяшко М.Г. Геохимия месторождений калийных солей. В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 182–207.

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 250 с.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Лаврова А.Н. Поведение некоторых микроэлементов в эвтоническую стадию сгущения морской воды // Геохимия. 1969. № 5. С. 614–618.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука,1980. 192 с.

Виноградов В.И. Некоторые черты эпигенеза с позиций изотопной геохимии // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 4. С. 391–411.

Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.

Виноградов А.П., Боровик-Романова Т.Ф. К геохимии стронция // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1945. Т. XV. № 5. С. 115–118.

Головко В.А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1960. Т. 130. № 4. С. 58–62.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии М.: Наука, 1983. 160 с.

Данилова В.В. О распространении фтора в породах, водах, почвах и организмах // Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР. 1949. № 9. С. 15–65.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 212 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.

Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.

Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованием биосферы и химического состава Мирового океана. Статья I. Эвапориты архея и раннего протерзоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 20–31.

Жарков М.А., Яншин А.Л. Эволюция сульфатонакопления в геологической истории. В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 96–103.

Ибрагимов Д.С., Гаврилюк М.Г., Калабугин Л.А и др. Геологические аспекты формирования промышленных рассолов. Ташкент: ФАН, 1990. 136 с.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 127 с.

Иосифова Ю.И., Гричук В.П., Ананова Е.Н. и др. Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 247 с.

Казаков А.В., Соколова Е.Н. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 114. 1950. 230 с.

Каргатьев В.А. Ангидрит в диопсидовых районах // Минеральное сырье. Вып. 22. Минералогия и петрография. М.: Недра, 1970. С. 65–74.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 286 с.

Ковда В.А. Геохимия пустынь СССР // Докл. на 5-ом Международном конгрессе почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 68–84.

Коган Б.И., Названова В.А. Промышленное использование природных континентальных минерализованных вод за прубежом. В кн.: Редкие элементы. Сырье и экономика. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1974. С. 4–138.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Труды ГИН АН СССР. Вып. 154. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 256 с.

Копнин В.И. Об объемных соотношениях жидких и твердых фаз при образовании соляных месторождений // Геология и геофизика. 1964. № 5. С. 48–88.

Кореневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 299 с.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. В кн.: Кристаллохимия силикатов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60–69.

Кулебакина И.Б., Журавлев В.С., Гончаров В.С. О роли соленосных толщ при образовании газовых залежей в пермских отложениях Европейской платформы // Геология нефти и газа. 1972. № 6. С. 55–59.

Кунин В.Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 240 с.

Курнаков Н.С. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 120 с.

Лепешков И.Н. Физико-химические исследования природных солей Цайдама // Журнал неорганической химии. Вып.10.1959. № 4. С. 2414–2415.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 247 с.

Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени. В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1964. С. 321–336.

Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 160 с.

Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 48–72.

Морачевский Ю.В., Безденежных А.Г., Тихомирова М.М. Взаимоотношения карналлита и сильвина // Труды ВНИИГаллургии. Вып. 9. 1939. 128 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 388 с.

Озол А.А. Осадочныйи вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983. 207 с.

Патрунов Д.К., Голубовская Т.Н. Глубоководные осадки внутренних морей. Заливы, проливы, лагуны. В кн.: Общая геология. Т. 7. М.: Итоги науки и техники, 1976. С. 12–61.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 148 с.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 352 с.

Польдерварт А. Химия земной коры. В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957. С. 130–157.

Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидродинамика Приуралья. М.: Наука, 1985. 277 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.-Л.: ГОНТИ,1940. Т.I. 476 с.Т.II. 420 с.

Рединг Х.Г. Введение. Фации. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. Т. I. М.: Мир, 1990. С. 8–27.

Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы // Геохимия. 1964. № 8. С. 715–743.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Сердюченко Д.П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполит- и плагиоклаз содержащие метаморфические производные. В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1972. С. 31–41.

Сердюченко Д.П. Докембрийские карбонатно-фосфатно-сульфатно-галогенные отложения как источник летучих серы и щелочей для образования гидротермальных и метасоматических месторождений. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 255–270.

Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. М.: Наука, 1985. 175 с.

Сидоренко А.В. Основные черты минералообразования в пустынях. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 516–543.

Сидоренко А.В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 24–52.

Скиба М.С. Геохимия стронция и бария. Фрунзе: ИЛИМ, 1970. 230 с.

Сливко Е.П., Петриченко О.И. Акцессорные литий, рубидий и цезий в соленосных отложениях Украины. Киев: Наукова думка, 1967. 152 с.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 175–377.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 102–132.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 212. М.: Наука, 1976. 299 с.

Фивег М.П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 517–530.

Фивег М.П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 167–175.

Фридман А.Е., Сандерс Дж.М. Генезис и распространение доломитов. В кн.: Карбонатные породы: генезис, распространение, классификация. Т. I. М.: Мир, 1970. С. 249–320.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 344 с.

Холодов В.Н. Проблемы стадиального анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–135.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. 400 с.

Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.

Штейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилл З. Побережья аридных зон и эвапориты. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. С. 232–277.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 335 с.

Юань Цзянь-ци. Типы соляных озер в бассейне Цайдам // Acta Geologia Sinica. 1959. V. 39. № 3. P. 32–48.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Эпохи и эволюция фосфатонакопления в геологической истории // Бюлл. МОИП. Отд. геол. $1986_а$. Т. 61. Вып. 2. С. 7–19.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, $1986_б$. 189 с.

Яржемский Я.Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР // Советская геология. 1958. № 7. С. 32–65.

Яржемский Я.Я. Вопросы формирования боратов. Л.: Недра, 1968. 42 с.

Allen J.R.J. Studies in fluvnatle sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Sandstone, Angio-Weish. ontcrop. // Geol. Journ. 1974. № 9. P. 181–208.

Baar A., Kuhn R. Dee Werdegang der Kalisalzlagerstatten am Oberhein // Neues Jahrb. 1962. Bd. 97. Hf. 3. S. 34–120.

Balter G.P., Harris P.M., Kendall G.G. Recent evaporates from the Abu Dhabi: coastal flats. Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. SEPM Core Workschop № 3. Calgary. 1982. P. 33–64.

Black B.J. Sedimentation in some Scootish rivers of low sinuosity. Trans. R. Scoc. Edinburgh, 1976. V. 69. P. 425–456.

Borchert H. Der wasserhaustalt bei der Metamorphose der Kalisalze Ber. D // Geol. Gesellsch. Sonderheft, 1963. № 1. S. 24–68.

Briggs L. Evaporite Facies // Sedimentary Petrolog. 1958. № 1. P. 36–48.

Correns K.W. The geochemistry of the halogens. In: Physics and chemistry of the Earth. London. 1956. P. 120–360.

Dellwig L.E. Origin of the Salina Salt of Michigan // Journ. Sedim. Petrology. 1955. V. 25. № 2. P. 38–56.

Dunlap J.C. Geologic studies in a New Mexico Potash Mine // Econ. Geology, 1951. V. 46. № 8. P. 92–106.

Flint P.F., Gale W.A. Stratigraphy and radiocarbon dates of Searles Lake, California // Amer. Journ. Sci. 1958. V. 156. № 10. P. 62–93.

Gale W.A. Salines in the Owens, Searles and Panamint Basins southeastern California // Geol. Surv. Bull. 1914. V. 580. № 1. P. 5–32.

Goldberg E.D. Marine geochemistry // Ann. Rev. Phys. Chem. 1961. № 12. P. 29–48.

Graf D.L. Geochemistry of carbonate sediments and stdimentary carbobate rocks. P. III. Illinois: State Geol. Survey, 1960. 72 p.

Green J. Geochemical table of the elements for 1953 // Bull. Geol. Soc. America. 1953. V. 64. № 9. P. 1001–1012.

Greenmann N.N., Le Blanc R.J. Resent marine sediments and environments of Nortwest Gulf of Mexico // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1956. V. 40. № 5. P. 11–48.

Haines D.V. Core logs from Searles Lake, San Bernardino County, California // Geol. Survey Bull. 1959. V. 1045-E. 82 p.

Hauschke N. Steinsalzkristallmarken – Begriff, Deutung und Bedtutung fur das Playa–Playsce– Fazitsmodell // Z. Dtsch. Geol. Ges. 1989. Bd. 140. № 2. S. 355–369.

Jllies J.H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system // Geol. Rdsch. 1975. Bd. 64(3). S. 677–699.

Kaufman D.W., Slawson C.B. Ripple-marks in rocks of the salina formation // Journ. Geol. 1950. № 1. P. 38–55.

Krynin P.D. The origine of red beds // Trans. New York Acad. Sci. 1949. Ser. 11. № 3. P. 24–48.

Krumbein W.C. Occurrence and lithologie associations of evaporates in the U.S. // Journ.. Sediment. Petrology. 1951. V. 21. P. 280–310.

Kuhn R. Ein neues Vorkommen von Ascharite // Fortschr. Miner. 1948. Bd. 27. S. 72–94.

Kuhn R. Tiefenberechung des Zechsteinmeects nach dem Bromgehalt der Salze // Z. Deutsch. Geol. Geselisch. 1955. Bd. 105. Hf. 4. S. 21–68.

Kuhn R. Ein Coalestinvorkommen aus dem Kluper S.E. Brandenburgs // Chemie der Erde. 1969. Bd. 28. № 1–2. S. 15–92.

Leeder M.R. Pedogenic carbonate and flood sediments accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies // Geol. Mag. 1975. V. 112. P. 257–270.

Morris R.C., Dickey P.A. Modern evaporite deposition in Peru // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. V. 41. № 11. P. 5–24.

Rankama K., Sahama T. Geochemistry. Chicago, 1950. 500 p.

Raynal R., Dewolf Y., Joly F. Repartition des types de crontes calcaires en Afrique du Nord. Collg. Types crontes calcaires et repart. Reg. Strasbourg, 1975. P. 139–143.

Richter-Bernburg G. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteine // Geol. Gesellsch. 1953. Bd. 105. Hf. 4. S. 121–138.

Richter-Bernburg G. Uber sedimentary Sedimentation // Z. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1955. Bd. 125. Hf. 4. S. 24–38.

Stewart F.H. Marine Evaporites. Date of Geochemistry. US. Geol. Survey Prof. Paper 440. 1968. 120 p.

Stewart F.H., Chalmers R.A., Phillips R. Veatchite from the Permian evaporates of Yorkshire // Mineral Magaz. 1954. V. 30. № 225. P. 42–84.

Tomlinson C.W. The origin of red beds. A study of the conditions of origin of the Permo-Carboniferous and Triassic red beds of the western United Stats // Journ. Geol. 1916. V. 24. № 2. P. 32–110.

Thorsteinsson R., Kerr J.W. Cornwallis Island and adjacent Smaller Island, Canadian Arctic Archipelago // Geol. Surv. Can. Paper. 1968. V. 16. P. 64–67.

Turner P. Continental Red Beds. Development in Sedimentology. № 29. Amsterdam: Elsevier, 1980. 582 p.

Wagner W. Die tertiaren Salzlagerstatten im Oberrheintal-Graben. Zeitsch. Deutsch // Geol. Gesellsch. 1955. Bd. 105. Hf. 4. S. 82–106.

Walker T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts // Geol. of Amer. Bull. 1967. V. 78. № 3. P. 68–92.

Warren J.K. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quarternary salt lakes in South Australia // Sedimentology. 1982. V. 29. P. 609–638.

Warren J.K. On the significance of evaporite lamination. Sixth salt Symposium. Northern Ohio. Geol. Soc., Cleverland, Ohio, 1985. P. 15–32.

West J.M., All V.A., Hilmy M.E. Primary gypsum nodules in a modern sabhka on the Mediterranean coast of Egipt // Geology. 1979. V. 7. P. 354–358.

Yaalon D.H. Some date on the nature and origin of nari (calcrete) on chalk in Ysrael. Calloq. Types croutes calcaires et repart reg. Strasbourg, 1975. P. 12–13.

ГЛАВА 12
ГЕОХИМИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРАТИФОРМНЫХ МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О месторождениях Cu-Pb-Zn

Месторождения сульфидов меди, свинца и цинка в осадочных породах, известные в геологической литературе под названием «стратиформные» (пластообразные) или «телетермальные» (низкотемпературные), представляют собой весьма неопределенную группу рудных месторождений.

С одной стороны, по особенностям залегания, геохимическому составу руд, стратиграфическому контролю оруденения и тесной связи с физико-географическими условиями осадкообразования они напоминают типичные осадочные образования. С другой стороны, их минералого-геохимическое сходство с типичными гидротермальными месторождениями, дискордантные взаимоотношения рудных тел с вмещающими их породами, эпигенетические формы концентрации рудных компонентов, минералогическая зональность оруденения и реконструкции физико-химических условий формирования рудных минералов заставляют связывать их происхождение с деятельностью термальных растворов.

Многолетние споры о происхождении стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn продолжаются до настоящего времени. Между тем, месторождения этой группы пользуются очень широким распространением на континентальном блоке Земли.

В работах В.М. Попова [1955] и Н.С. Шатского [1955] было показано, что они постоянно ассоциируются с аридными красноцветами. Позднее Н.М. Страхов [1962] анализировал пространственное положение многих стратиформных месторождений Cu-Pb-Zn, связывая их локализацию с палеоклиматической зональностью ряда периодов фанерозоя, и установил, что области аридного климата четко и постоянно контролируют их распространение. Он предложил сульфидные месторождения Cu-Pb-Zn именовать аридной триадой, противопоставил их гумидной триаде Al-Fe-Mn и утвердил в качестве важных индикаторов аридного процесса в прошлом.

Хотя месторождения сульфидов Cu-Pb-Zn обычно принадлежат к одной красноцветной карбонатной формации, а сульфиды образуют общую ассоциацию металлов (наряду с главными элементами в рудных залежах накапливаются Ag, Sn, Mo, V, Hg, Re, Cd и др.), среди них отчетливо выделяются две разновидности.

К первой из них принадлежат сульфидные проявления в песчаниках и сланцах. В качестве ведущих компонентов в них преобладают сульфиды меди (халькозин – Cu_2S, ковеллин – CuS, дигенит – $Cu_{1,8-x}{\cdot}Fe_xS$, борнит – Cu_5FeS_4, халькопирит – $CuFeS_2$) и серебра (акантит – Ag_2S), в подчиненном количестве могут присутствовать сульфиды

свинца, цинка и железа, а также разнообразные элементы-примеси. Этот тип месторождений геологи обычно называют «медистые песчаники и сланцы».

Вторая группа месторождений включает сульфиды свинца (галенит – PbS) и цинка (сфалерит – ZnS), сконцентрированные в карбонатных породах. Их условно называют месторождениями свинца и цинка в карбонатных породах, хотя они кроме главных рудообразующтх компонентов часто содержат халькопирит, пирит, теннантит ($Cu_{12}As_4S_{13}$) и многие элементы-примеси.

Распространение месторождений Cu-Pb-Zn в геологической истории Земли было рассмотрено в работах В.М. Попова, М.М. Константинова, Н.М. Страхова, Л.Ф. Наркелюна, В.С. Салихова, А.И. Трубачева, А.М. Карпунина и др.

Общая картина размещения месторождений группы медистых песчаников и сланцев, а также руд свинца и цинка в карбонатных толщах приведена на рис. 12.1; это диаграммы Н.М. Страхова [1962; 1963], дополненные данными более поздних публикаций.

Анализ приведенных данных позволяет считать, что распределение месторождений типа медистых песчаников и свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах во времени довольно сходно между собой; здесь отчетливо выделяются протерозойская, кембрийская, кембро-ордовичская, девон-карбоновая, пермотриасовая, меловая и неогеновая эпохи, когда формирование рудных месторождений резко усиливалось.

Любопытно, что эти рудные эпохи примерно субсинхронны эпохам интенсивного солеобразования; как было показано в предыдущей главе 11, эвапоритизация континентов также усиливалась в кембрийское, средневерхнедевонское, юрско-триасовое, верхнеюрское, меловое и палеоген-неогеновое время.

Таким образом, при решении генетических задач, связанных с образованием стратиформеных месторождений Cu-Pb-Zn, необходимо учитывать, что их распространение в разрезах и на площади континентов тесно, парагенетически, связано с аридными карбонатными красноцветами и солеродными отложениями (доломиты, гипсы, галититы, сульфатно-хлоридные калийные соли) – типичными индикаторами аридных обстановок.

Месторождения типа медистых песчаников

Стратиформные месторождения типа медистых песчаников и сланцев исследованы в работах К.И. Богдановича, А.Н. Замятина, Г.Ф. Яковлева, И.С. Яговкина, Л.В. Пустовалова, В.С. Домарева, Н.М. Страхова, В.М. Попова, Ю.В. Богданова, В.И. Феоктистова, Д.Г. Сапожникова, Э.И. Кутырева, Л.Ф. Наркелюна, И.П. Дружинина, В.Д. Шутова, А.М. Лурье, И.Ф. Габлиной, Дж. Мейнарда, а также W. Lingreen, W. Emmons, C.E. Davidson, W.G. Garlick, W.E. Ham, K.S. Johnson, G. Knitzcke, A. Schuller, W.S. White, R.H. Carpenter, R.R. Coats и др.

Классическим примером стратиформного месторождения типа медистых песчаников и сланцев является район Уайт-Пайн (США), в котором медное оруденение локализовано в верхнепротерозойских песчаниках и сланцах. Месторождение расположено на южном берегу оз. Верхнего, в штате Мичиган, почти на границе со штатом Висконсин. Его геология и рудоносность были подробно исследованы в работах R.D. Jrving, B.S. Butler, W.S. Berbank, V.L. Doan, W.S. White, J.B. Rand, R.H. Sales, W.S. Wiese, E.L. Ohle, S.K. Hamilton, A.S. Brown и др. Ниже

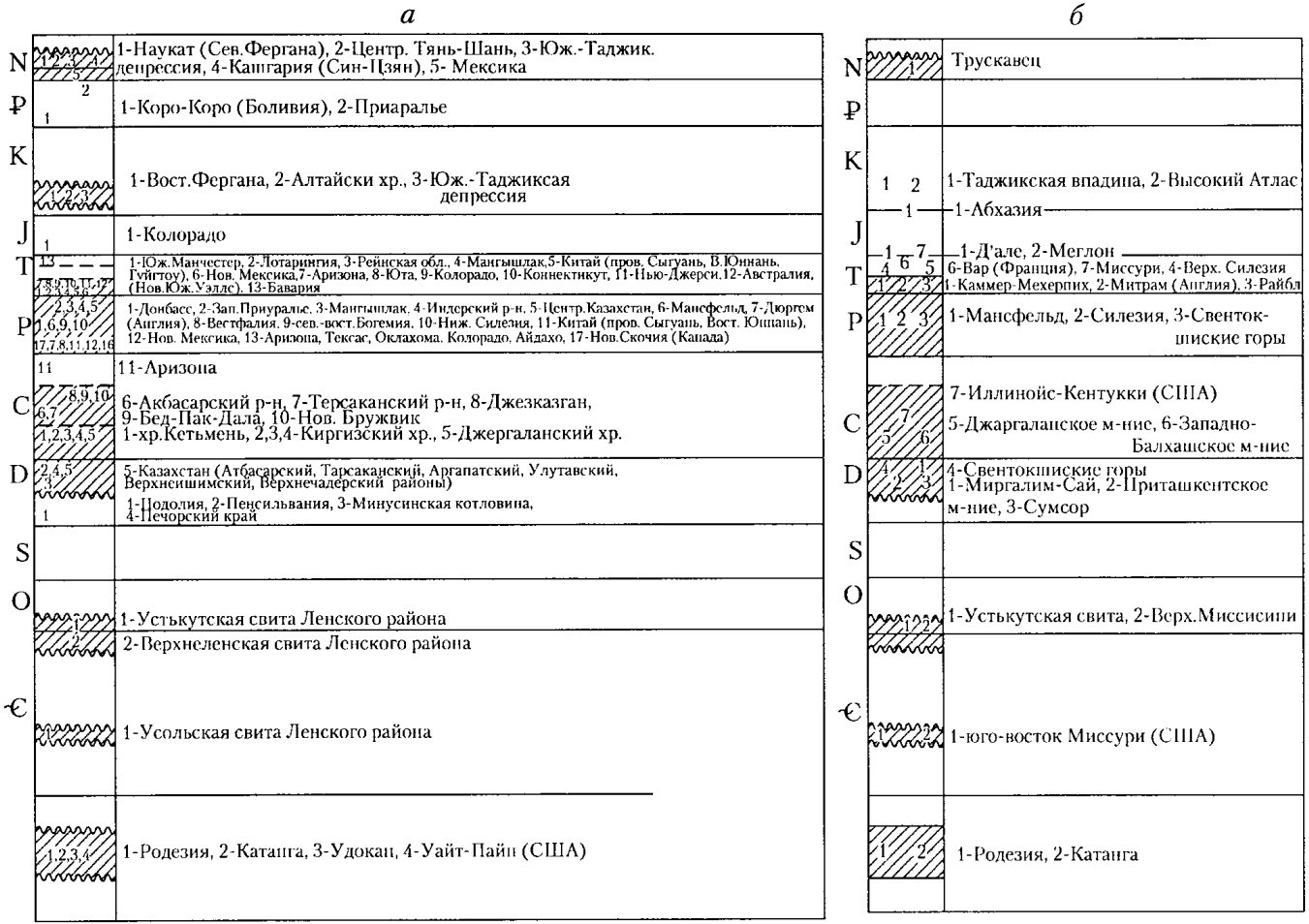


Рис. 12.1. Стратиграфическое размещение осадочных месторождений [Страхов, 1962]
а – медных [Попов, 1955] с изменениями; *б* – свинца и цинка [Константинов,1952] с изменениями

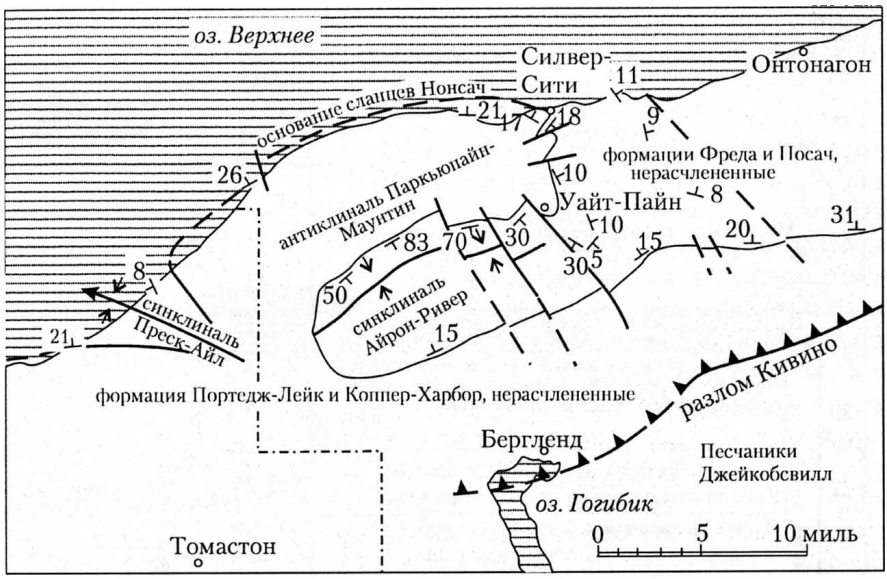


Рис. 12.2. Обзорная геологическая карта района месторождения Уайт-Пайн и гор Поркьюпайн [Энсайн и др., 1972]
На карте показаны поперечные разломы (последовательно с запада на восток): Лост-Крик, Нонсач, Уайт-Пайн и Дир-Крик

приведено описание этого месторождения, сделанное главным образом по материалам К. Энсайна с соавторами [1972]. Месторождение является довольно крупным промышленным объектом; ежегодно в нем добывается около 55 000 т меди, что составляло в 70-х годах около 5% общей добычи этого металла в США.

В геологическом отношении район Уайт-Пайн представляет южное крыло крупной синклинали озера Верхнего, осложненное разломами и складчатостью второго порядка; оно сложено рифейскими отложениями Кивино (рис. 12.2). Наиболее древними отложениями рифея в исследуемом регионе являются мощные лавовые эффузивы до 5 км мощностью; в них преобладают риолиты, местами содержащие конгломераты и месторождения самородной меди. Вдоль крупного субширотного разлома нижне- среднедевонские отложения надвинуты на верхний Кивино и смяты в сложную систему складок. Вдоль берега озера располагается антиклиналь Паркупайн-Маунтин, южнее ее обрамляет ряд синклиналей, рассеченных поперечными тектоническими нарушениями.

Рудоносными являются отложения трех формаций: конгломератов Коппер-Харбор, сланцев Нонсач и песчаников Фреда. Несмотря на различную стратиграфическую принадлежность, рудосодержащий интервал сложен чередованием трех литологических разновидностей – песчаников, алевролитов и черных сланцев (рис. 12.3). При этом песчаники представляют собой плохо отсортированную полимиктовую породу с обломками эффузивов; среди обломочного материала распространены кварц, плагиоклаз, мусковит, хлорит, ортоклаз, эпидот, рудные минералы. В цементе преобладают кальцит, кварц, хлорит. Включено черное органическое вещество и самородная медь. Сланцы являются тонкослоистой глинис-

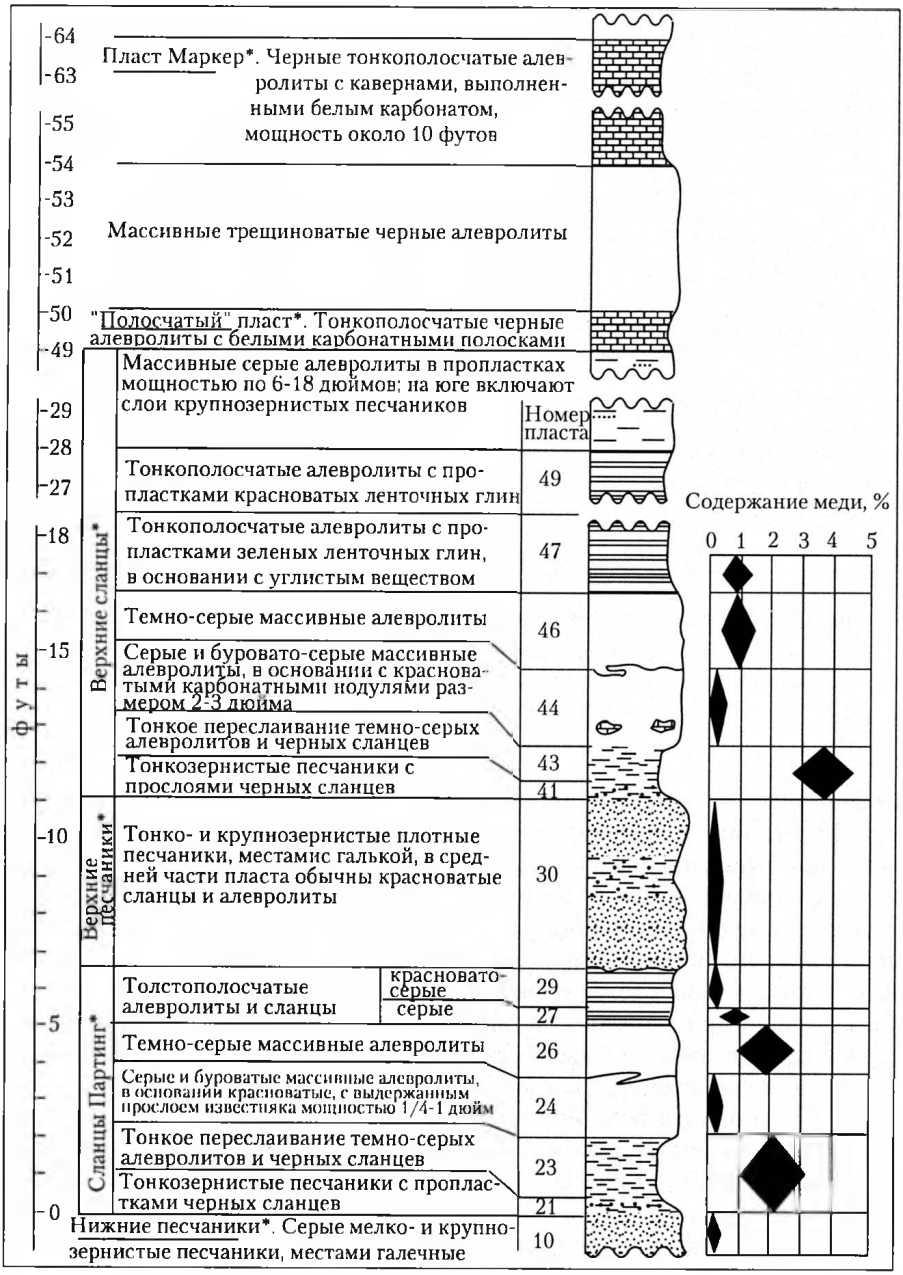


Рис. 12.3. Стратиграфическая колонка продуктивной пачки [Энсайн и др., 1972]
Звездочкой помечены названия горизонтов и пластов

той породой, содержащей до 0,5% органического углерода. Обычно тонкие прослои глинисто-углистого вещества в них чередуются с тонкими прослоями аренитовых алевролитов.

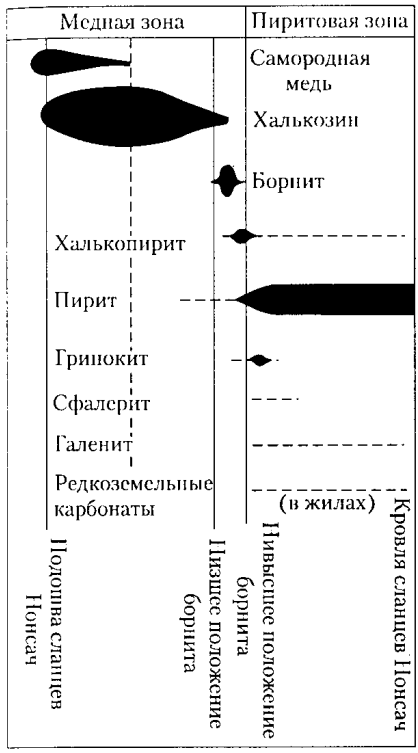


Рис. 12.4. Пространственные соотношения основных рудных минералов [Энсайн и др., 1972]

Как видно на рис. 12.3 высокие содержания меди (до 3–4%) характерны для различных типов пород, слагающих рудоносный интервал. Чередование песчаников, алевролитов и сланцев объединяется импрегнациями рудных минералов, распределяющимися вне зависимости от литологического состава пород.

В целом, рудные зоны месторождения Уайт-Пайн слагаются различными рудными минералами меди; среди них выделяются самородная медь, халькозин (Cu_2S), борнит (Cu_5FeS_4), халькопирит ($CuFeS_2$), гринокит (CdS). При этом самородная медь распространена в самых нижних пластах рудоносного разреза; снизу вверх концентрации рудных минералов меняются так, как это показано на рис. 12.4. Своеобразной внешней оболочкой рудной зоны является область развития пирита; она располагается над рудосодержащими пластами, также захватывает несколько литологически различных пластов, а ее граница с медной зоной отличается крайней прихотливостью и в ряде мест четко сечет напластование (рис. 12.5).

В пределах всей рудной зоны снизу вверх наблюдается довольно четкая минералогическая зональность: халькозин–борнит–халькопирит–пирит. Любопытно, что в целом рудная зона по интенсивности оруденения распадается на ряд пластообразных тел, расположенных субпараллельно друг другу и ограниченных сверху прослоями сланцев. В ряде районов рудное тело месторождения Уайт-Пайн пересекается жилами, выполненными кварцем, доломитом, баритом, хлоритом и глинистыми минералами; они содержат также халькопирит, борнит, ковеллин и самородную медь с серебром.

Рассматривая происхождение рудной зоны месторождения, большинство американских геологов вслед за У. Уайтом [White, 1960], У. Уайтом и Дж. Райтом [White, Wright, 1960], а также К. Энсайном с соавторами [1972] считают ее возникшей после процессов осадкообразования, но до главных тектонических деформаций, сформировавших структуру региона. Это типичное эпигенетическое месторождение возникло благодаря взаимодействию рудоносных растворов и песчано-сланцевых отложений. При этом главным подводящим каналом являлись конгломераты Коппер-Харбер, но в пределах рудного поля движение металлоносных растворов осуществлялось снизу вверх, что и определяло последовательность минералообразования от халькозина и борнита и вплоть до халькопирита и пирита.

С. Дэвидсон [Davidson,1965] обратил внимание на частую ассоциацию медных месторождений типа Уайт-Пайн с эвапоритами и предположил, что в центральных частях Кивинского бассейна (оз. Верхнее) существовала крупная эвапо-

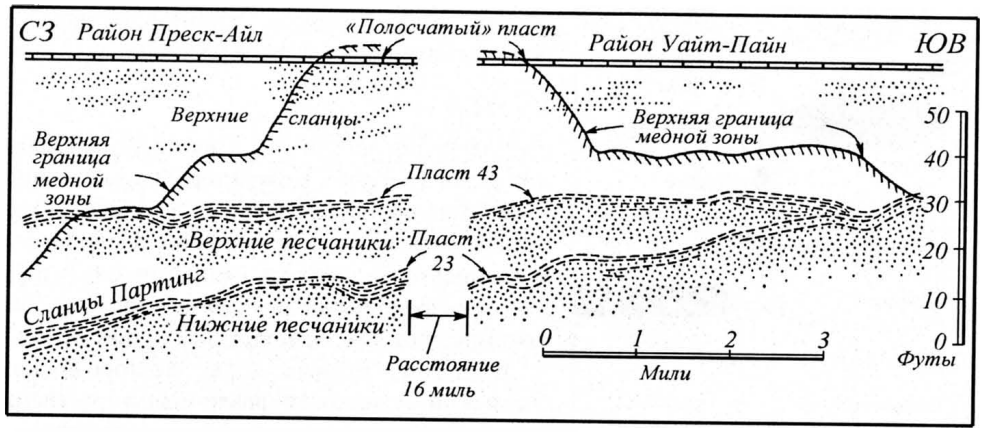


Рис. 12.5. Схематический поперечный разрез, иллюстрирующий форму поверхности медной зоны [Энсайн и др., 1972]

В левой части разреза пласты ориентированы вдоль оси синклинали Преск-Айл; в правой – соответствуют пересечению рудного тела Уайт-Пайк юго-западнее разлома Уайт-Пайн

ритовая залежь. Связанные с ней крепкие рассолы выщелачивали металлы из медьсодержащих эффузивов и переотлагали их в осадочных отложениях рифея.

Генетически близко к месторождению Уайт-Пайн месторождение Крета, разрабатывающееся в штате Оклахома (США). Оно располагается в пермских отложениях, в краевой части солеродного бассейна, на рубеже эвапоритовых залежей и дельтовых красноцветов (рис. 12.6). Рудоносность и минеральный состав этого месторождения исследовались R.D. Hagni, D. Gann, K.S. Johnson, A.L. Kidwell, R.R. Bower, A.R. Renfro, E.M. Ripley, G.E. Smith, а обобщенные материалы приведены в монографии Дж. Мейнарда [1985].

Было показано, что в приливно-отливной полосе чередуются красноцветные песчаники, черные сланцы и гипсоносные эвапориты; в них локализуются халькозин (Cu_2S) и ковеллин (CuS), редко встречается борнит (Cu_5FeS_4). Возможны более сложные сульфиды меди – дюрлит и анилит.

Пространственное положение рудных участков месторождения по отношению к залежам эвапоритов показано на рис. 12.6. Оно позволило С. Дэвидсону [Davidson, 1966], А. Ренфро [Renfro, 1974] и Ж. Смиту [Smith, 1976] связывать образование медного оруденения с деятельностью рассолов, отлагавших сульфиды в толще сформировавшихся пород. По этой гипотезе медь заимствовалась из местных красноцветов.

Механизм предполагаемого процесса рудоотложения нуждается в уточнении. По мнению А. Ренфро, он воспроизводит «испарительный насос» себкхи, хорошо изученный в солончаках Ливии, однако эта модель не совсем совмещается со слабо выраженной минералогической зональностью рудной зоны.

В 70-ые годы стали существенно пересматриваться взгляды на сингенетичное происхождение полиметаллического (медно-свинцово-цинкового) оруденения в Мансфельдских сланцах Европы. Еще в работах немецких геологов 30–50-ых годов (G. Gillitzer, E. Kautsch, K.H. Eisenhut и др.) было показано, что очень четко

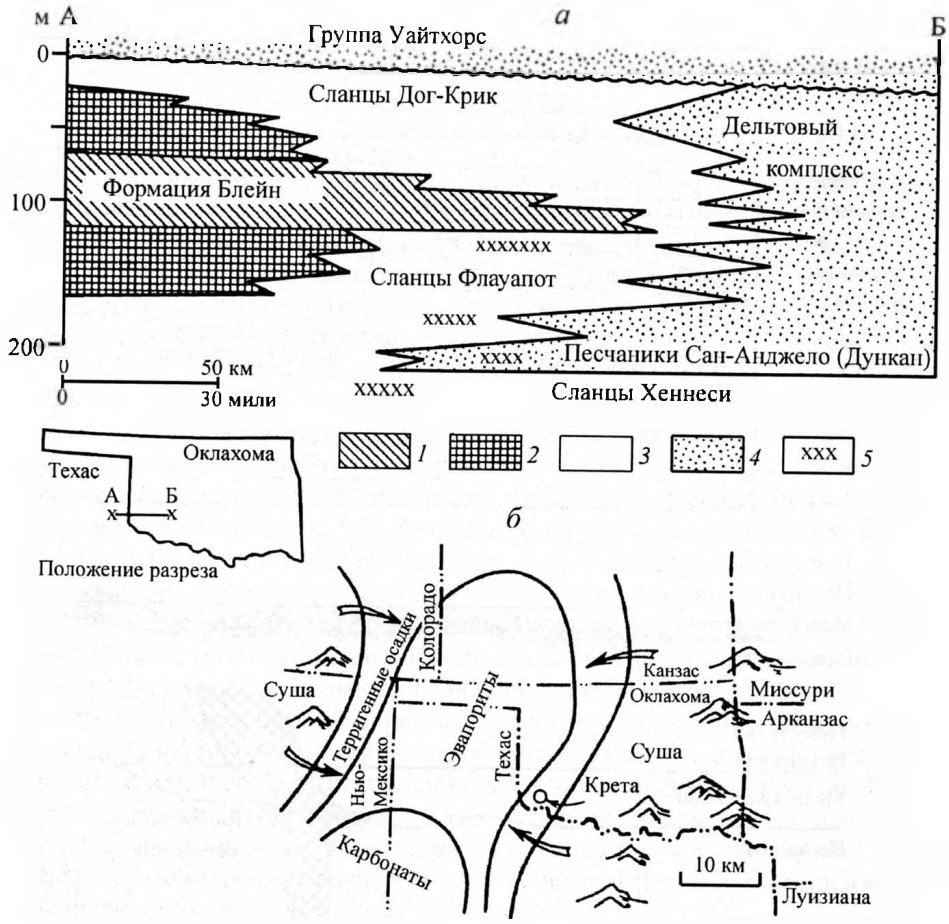


Рис. 12.6. Геологическая позиция медных месторождений в штатах Техас и Оклахома. *а* – разрез, на котором показано положение рудных залежей, локализованных в мелкообломочных породах между эвапоритами и грубообломочными дельтовыми образованиями. *б* – палеогеографическая реконструкция. 1 – гипс и глинистые сланцы; 2 – соли (галит) и глинистые сланцы; 3 – глинистые сланцы преимущественно красно-коричневого цвета; 4 – песчаники, аргиллиты, конгломераты и глинистые сланцы; 5 – медные руды

стратифицированная пачка рудоносных сланцев на периферии морского палеоводоема теряет слоистую текстуру и сменяется пятнистыми зонами окисления (Rote Faule). Позднее Л. Рентшом [Rentzch, 1974] было установлено, что границы этих зон хорошо прослеживаются в пермских карбонатных породах, перекрывающих сланцы, а также в песчаниках красного лежня, подстилающего их. Более того, выяснилось, что границы рудных тел не всегда совпадают с залеганием сланцев, а иногда даже консеквентно их пересекают (рис. 12.7), что чаще всего происходит вблизи от зон Роте-Фауле.

Кроме того, пространственное положение медно-свинцово-цинкового оруденения в сланцах хорошо контролируется распространением линз песчаников крас-

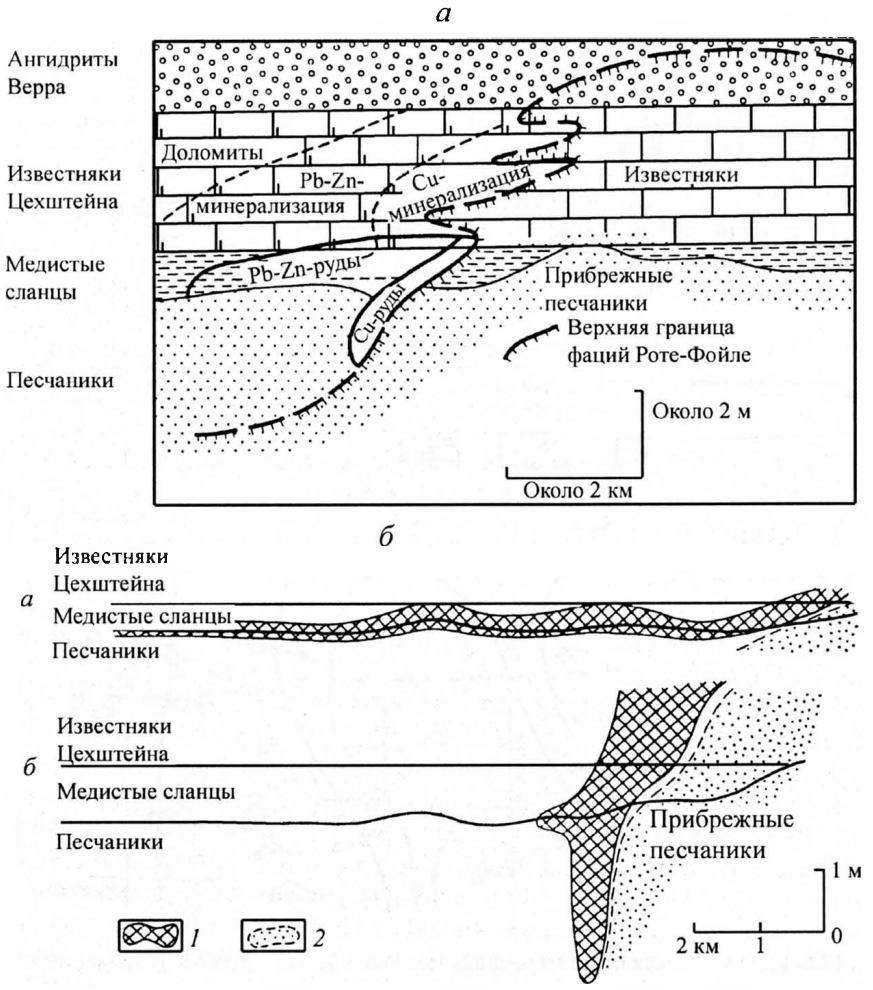


Рис. 12.7. Дискордантные формы медной минерализации в разрезах [Менард, 1985]
а – рудная минерализация в медистых сланцах, несогласная со слоистостью. Сланцы выклиниваются вблизи поднятий кровли нижележащих песчаников; *б* – взаимоотношение медной минерализации (1) с фациями Роте-Файле (2) в районах Мансфельд-Зангерхаузен (*а*) и Лусатиа-Рихельсдорф (*б*).

ного лежня в пределах Саарского, Заальского, Северо-Судетского и Одерского прогибов [Лурье, 1986]. Все это вместе позволило Л. Рентшу [Rentsch, 1976], а вслед за ним и Дж. Мейнарду [1985] придти к выводу, что фации Роте-Фауле отвечали путям миграции рассолов переносившим соединения Cu, Pb и Zn в хлоридной форме. Возможно, добавляет А.М. Лурье [1986], источником металлов являлись красноцветные отложения лежня, распространенные в основании пермского разреза Германии.

В ряде работ А.М. Лурье [1974; 1986; 1989], а также А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной [1982] были сделаны попытки распространить рассольно-инфильтрационную гипотезу на объяснение происхождения медистых песчани-

ков в пермских отложениях Приуралья, в рифейских отложениях Медного пояса Замбии и в карбоновых отложениях Джезказгана.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах

Среди многих свинцово-цинковых месторождений, месторождения Верхнемиссисипской долины (США) пользуются наиболее широкой известностью. Они расположены на границе трех штатов – Висконсин, Иллинойс и Айова. Площадь рудного района составляет около 4000 кв. миль. В 60-е годы в его горных выработках добывалось около 300 000 т цинка и чуть менее 200 000 т свинца в год.

Геологическое строение и рудоносность этого района были рассмотрены в работах U.S. Grant, E.F. Burchart, G.M. Fowler, J.P. Lyden, A.F. Agnew, S.W. Beily, E.N. Cameron, A.V. Heyl, V.D. Kennedy и др.; мы воспользуемся описаниями А.В. Хейла [1972], суммировавшего результаты многих исследований этого региона.

Месторождения Верхнемиссисипской долины локализованы в чехле Североамериканской платформы. В рудной части структуры широким распространением пользуются кембрийские, ордовические и силурийские отложения; их соотношения в разрезе и литологический состав приводятся на рис. 12.8.

Месторождения и рудопроявления свинца и цинка встречаются во всех частях приведенного разреза, однако чаще других крупные рудные скопления Pb, Zn и Cu находятся в доломитах группы Прейри-ду-Шин, в доломитах формаций Платвилл и Декора, а также в доломитах Галина ордовического возраста.

В восточной части региона нижнефанерозойские отложения образуют крупную субмеридиональную антиклиналь, прослеживающуюся от г. Медисон (штат Висконсин) к гор. Рокфорд (штат Иллинойс); в западной части, прилегающей к р. Миссисипи, здесь распространена целая серия веерообразно расположенных синклинальных складок северо-западного и субширотного простирания. Складки осложняет более мелкая складчатость и многочисленные разломы типа взбросов; очень широко развита вертикальная трещиноватость.

В рудных телах, залегающих в карбонатных толщах, преобладают формы, тесно связанные с трещиноватостью и тектоническими разломами. Среди них следует различать: 1) наклонно-пологие залежи, связанные с разломами; 2) рубцовые жилы; 3) штокверки; 4) тела пластового замещения; 5) брекчии и инкрустированные каверны. Их соотношения с вмещающими доломитами показаны на рис. 12.9.

Вблизи от рудных скоплений вмещающие породы обычно испытывают существенные изменения. Среди околорудных изменений выделяются: 1) растворение карбонатов и образование доломитовой сыпучки; 2) окварцевание; 3) доломитизация; 4) аргиллитизация с образованием иллита, селадонита и серицита.

В многочисленных свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях Верхнемиссисипской долины довольно сложно определить общую последовательность минералообразования. Тем не менее, А.В. Хейл [1972] попытался не только нарисовать статистическую картину минералогенеза, но и увязать ее с последовательностью тектонических деформаций. Полученные им результаты изображены на рис. 12.10.

Обращает на себя внимание, что наряду с главными рудными минералами – сфалеритом и галенитом в формировании рудных скоплений принимают участие пирит, марказит, кобальтин (CoAsS), барит, халькопирит, халькозин, миллерит (NiS), энаргит (Cu_3AsS_4).

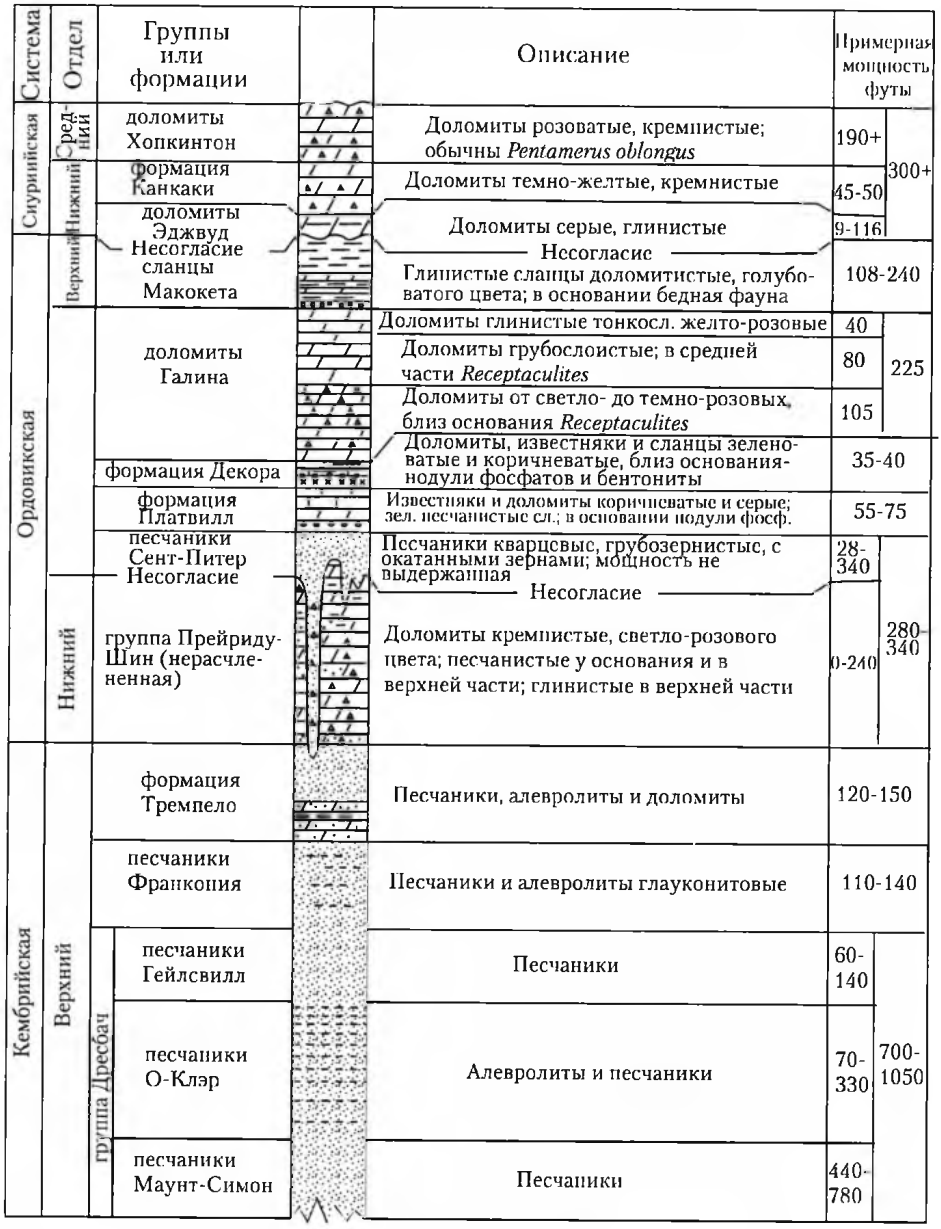


Рис. 12.8. Стратиграфическая колонка района Верхнемиссисипской долины [Хейл, 1972]

В месторождениях исследуемого района проявляется как горизонтальная, так и вертикальная зональность. Горизонтальная заключается в том, что в центральных частях восточной части региона обычно концентрируются медь, никель и мышьяк; на периферии количество этих элементов уменьшается. Вертикальная зональность отражается в накоплении свинца вблизи от дневной поверхности; на глубине возрастает накопление цинка и сульфидов железа.

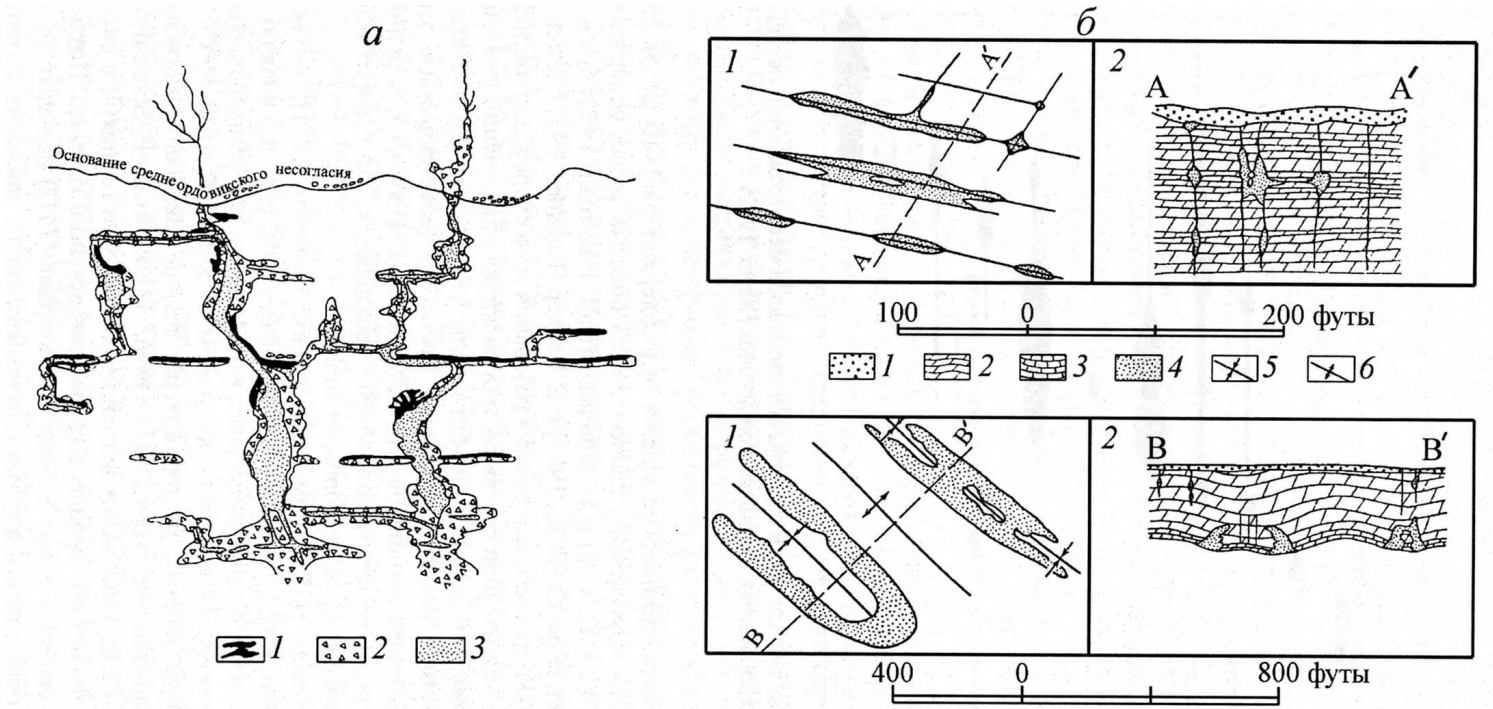


Рис. 12.9. Формы рудных тел свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.

а – схематический разрез свинцово-цинковых месторождений в породах ордовикского возраста в штате Теннеси [Менард, 1985]: 1 – цинковые руды; 2 – брекчии среднеордовикского и более молодого возраста; 3 – брекчии досреднеордовикского возраста; *б* – схематические планы (1) и разрезы (2) рудных тел свинцово-цинковых месторождений Миссисипской долины [Хейл, 1972]: 1 – почвенный слой; 2 – доломиты Галина; 3 – известняки и доломиты формации Декора; 4 – рудные тела; 5 – оси антиклинальных складок; 6 – оси синклинальных складок

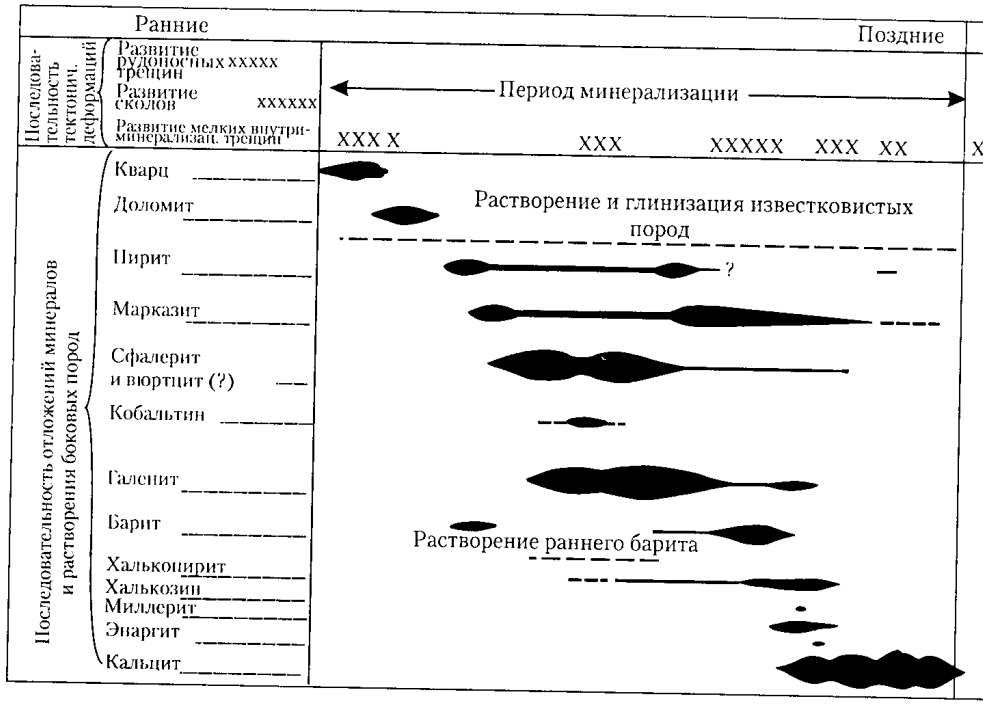


Рис. 12.10. Схема последовательности образования минералов месторождений цветных металлов Верхнемиссисипской долины [Хейл, 1972]

Характерно, что наклонно-пологие залежи руд содержат от 3–10 до 20–25% цинка, при его среднем содержании, равном 5%. В богатых рудах содержание свинца достигает 5–7%. В.Е. Холл и И. Фридман [Hall, Friedman, 1963], а также Е. Реддер с соавторами [Roedder et al., 1963] и Е. Реддер [Roedder, 1977] детально исследовали последовательность минералообразования в месторождениях долины Верхней Миссисипи и изучили состав растворов жидких включений в галенитах и сфалеритах разной генерации. Они установили, что в газово-жидких включениях минералов ранних стадий содержатся высококонцентрированные хлоридные рассолы с высокими отношениями Ca/Na и K/Na. Наоборот, в рудных минералах поздних стадий концентрации солей уменьшаются, что говорит о постепенном разбавлении рассолов метеорными водами.

По данным С.В. Бейли и Е.Н. Камерона [Bailey, Cameron, 1951], а также А.И. Эриксона [Erickson, 1965], температура рудообразования, определенная по газово-жидким включениям в рудных минералах, изменяется в том же направлении; она падает от ранних генераций минералов к поздним, от 120–75°С до 78–50°С.

Рассматривая генезис рудных месторождений долины Верхней Миссисипи, А.В. Хейл [1972], опираясь на работы D.D. Owen, J.G. Persival, H. Schneideron, D.E. White и др., считает их типичными эпигенетическими образованиями и связывает с деятельностью теплых восходящих вод-рассолов неясного генезиса. Позднее, исследовав изотопию свинца и серы, А. Хейл с соавторами [1977] подчеркнул, что рудные тела региона образовались в результате конвективного движения нагретых

рассолов, которые циркулировали вдоль зон трещиноватости и извлекали металлы не только из осадочных толщ чехла, но и из кристаллического фундамента.

В монографии Дж. Мейнарда [1985], обобщившего работы многих геологов, изучавших район Верхнего Миссисипи, утверждается, что мобилизация металлов нагретыми рассолами происходила из осадочного чехла вдоль разломов, зон трещиноватости и поверхностей несогласия, а осаждение сульфидов осуществлялось в зонах обогащенных сероводородом, вблизи от нефтяных и газовых месторождений.

Другим характерным примером свинцово-цинковых залежей в карбонатных отложениях могут служить месторождения юго-восточной части штата Миссури; они были описаны в статье Ф.Г. Снайдера и П.Э. Гардемана [1972]. Месторождения сосредоточены в северо-восточной части купола Озарк. Здесь, вблизи от выступов докембрийского кристаллического фундамента, распространены кембрийские песчаники свиты Ламотт, на которых залегают рифогенные доломиты формации Бонн-Терр. Выше располагается мощная толща доломитов, внутри которой проводится граница между кембрием и ордовиком. Формация Бонн-Терр и, в меньшей степени, ее базальные конгломераты и песчаники Ламотт окружают выступы фундамента и являются главными рудосодержащими толщами региона (рис. 12.11).

Рудные тела часто встречаются в рифогенных доломитах формации Бонн-Терр, но нередко локализуются в конгломератах и песчаниках Ламотт. Характерно, что, с одной стороны, рудные скопления контролируются разломами и трещинами, а с другой – хорошо вписываются в конседиментационные формы доломитов и конгломератов. Как видно на рис. 12.11, рудная минерализация нередко полностью заполняет линзы конгломератов, концентрируясь в их карбонатном цементе. Часто встречаются пластообразные рудные тела, тяготеющие к плоскостям несогласий и сохраняющие особенности карстовых полостей и каверн (рис. 12.12). Многие рудные тела приурочены к рифовым водорослевым постройкам, где они либо тяготеют к черным сланцевым прослоям, либо образуют сложные по форме тела в рудоносных доломитах.

Среди сульфидов, слагающих рудные образования, преобладают галенит, сфалерит и халькопирит; в виде примесей присутствуют зигенит $(Co, Ni)_2S_4$, бравоит $(Fe, Ni)S_2$. Установлены элементы-примеси – кадмий и серебро.

При рассмотрении происхождения свинцово-цинковых залежей района Миссури Ф.Г. Снайдер и П.Э. Гердеман [1972] делают следующие выводы: 1) в региональном масштабе отсутствует связь между свинцово-цинковой минерализацией и условиями осадкообразования; 2) изменения состава мощности и положения рудных тел не связаны с конседиментационными структурами и особенностями диагенеза; 3) очевиден тектонический контроль в распределении рудных скоплений в разрезе и на площади; 4) распространен процесс минерализации постлитификационных структур; 5) широко развиты процессы заполнения пустот и полостей рудной минерализацией.

Все эти особенности позволяют предполагать, что и в данном случае процессы рудогенеза также были связаны с катагенетическим воздействием нагретых высокоминерализованных рассолов, приносивших извне свинец, цинк и медь. На основании геохимических исследований в рудах района Миссури Б.Р. Доу [Doe, 1970] подчеркнул возможность извлечения радиогенных изотопов свинца из фундамента в результате латерального растекания нагретых рассолов.

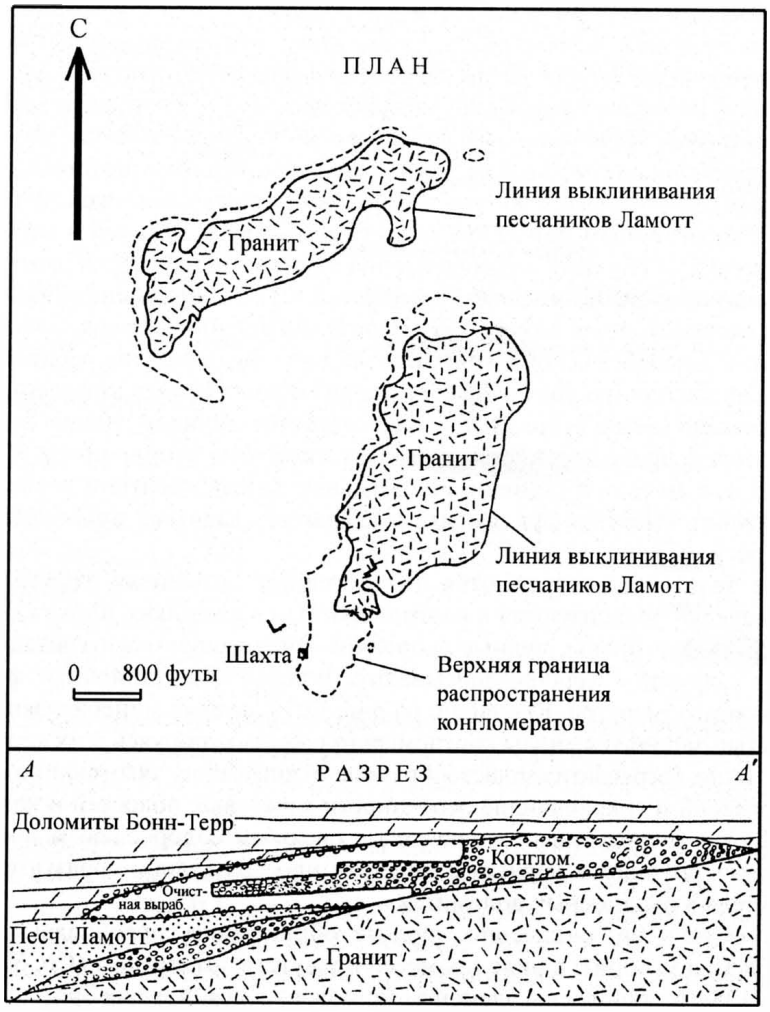


Рис. 12.11. План и разрез рудного месторождения Хейден-Крик [Снайдер, Гардеман, 1972]

В Казахстане и Киргизии аналогами месторождений типа Миссисипи и Миссури являются свинцово-цинковые месторождения красноцветно-карбонатных отложений девона, развитые в центральной части хр. Каратау (Миргалим-сай, Байджан-сай, Ачи-сай и др.), в Чаткальском хребте северного Тянь-Шаня (Сумсар) и на северном склоне Терской Ала-тау (Джергалан).

Эти месторождения были описаны в работах Е.Е. Захарова, С.Е. Колотухиной, С.А. Юшко, А.М. Лурье, М.М. Константинова, В.М. Попова, Ф.И. Вольфсона, В.В. Архангельской, Н.М. Страхова, А.А. Амирасланова, Г.В. Ручкина, А.И. Донца, Е.С. Зорина, Д.И. Горжевского, Т.Д. Джумалиева, В.Г. Королева, У. Асаналиева, И.И. Князева, М.Н. Митряевой, В.С. Домарева, Г.Е. Щинкарева, А.Ю. Соловьева и др.

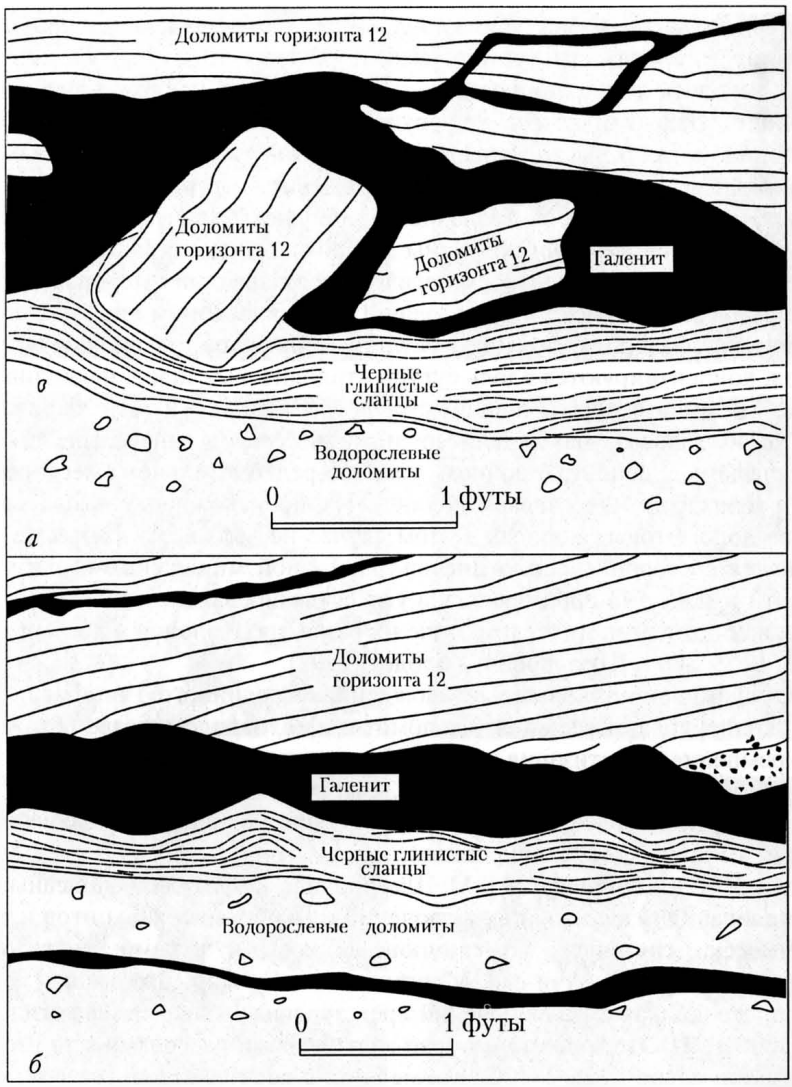


Рис. 12.12. Особенности морфологии рудных тел свинцовых месторождений штата Миссури [Снайдер, Гардеман, 1972]

а – блоки вмещающих пород в галените; *б* – рудное тело на контакте черных сланцев и трансгрессивно залегающих доломитов

Так же как для американских свинцово-цинковых месторождений, для них характерен широкий стратиграфический диапазон проявлений. Так, например, в Каратау (Казахстан) руды обнаруживаются в карбонатных толщах девона и карбона на разных стратиграфических уровнях – от фамена (Боялды, Бодамбай) до второго перемежающегося горизонта нижнего карбона (Ачи-сай, Карасай), хотя основная масса месторождений связана со вторым ленточным горизонтом фамена (месторождения Миргалимсай, Кен-може, Кантаги).

Характерны очень сложные формы рудных тел – от линз и гнезд, контролируемых зонами трещиноватости, тектоническими брекчиями разломов и карстовыми полостями и вплоть до пластообразных тел, согласных с напластованием или его пересекающих. Важно отметить, что оруденение залегает как в доломитах и известковых доломитах (Сумсар, отчасти Миргалимсай), так и в известняках (Джергалан, Миргалимсай); таким образом, утверждение о литологическом контроле оруденения, принадлежащее У. Асаналиеву [1969], нельзя считать правомерным.

Любопытные данные были получены автором этой монографии при исследовании форм нахождения рудных минералов во вмещающих породах месторождений Миргалимсай, Сумсар и Джергалан. Под микроскопом видно, что скопления галенита и сфалерита замещают остатки трилобитов, раковинки остракод и пелеципод, концентрируются вдоль сутуро-стилолитовых швов, накапливаются в трещинках и цементе пород, причем сульфиды ассоциируются с баритом (рис. 12.13). Сходные формы нахождения рудных минералов ранее были описаны в эпигенетическом инфильтрационном ураново-редкометальном месторождении Шакаптар (Киргизия, Ферганская долина). Их происхождение в палеогеновых известково-доломитовых породах в этом случае не вызывает особых сомнений; они являются составной частью инфильтрационной минералого-геохимической зональности и заведомо образовались в уже сформировавшихся карбонатных отложениях на постдиагенетическом этапе их развития [Холодов и др., 1961; Холодов, 1973; 1998; 2004; Шмариович, Холодов, 1992].

Во всех свинцово-цинковых месторождениях Срединного Тянь-Шаня широко развиты околорудные изменения – доломитизация, дедоломитизация и закарстование, окремнение, баритизация и, реже, флюоритизация. Любопытно, что по материалам Т.Д. Джумалиева [1969] и А.П. Титовой [1991] в одних случаях барит является минералом более поздним по отношению к галенит-сфалеритовым накоплениям, а в других – субсинхронным.

В статье Е.Н. Кашинцевой и Е.М. Шмариовича [1990] были описаны результаты исследования газово-жидких включений в 14 образцах кальцитов и баритов, парагенетически связанных со свинцово-цинковыми рудами месторождений Срединного Тянь-Шаня (Ачи-сай, Миргалим-сай, Сумсар, Джергалан). Было установлено, что жидкая фаза включений представлена высокоминерализованными (до 250–300 г/кг H_2O) хлоридно-натрово-кальциевыми рассолами с температурой гомогенизации равной 225–140°С. Кроме того, в составе газово-жидких включений была установлена углеводородная составляющая в виде метана, этилена и ацетилена; в составе газовой фазы обнаружены также высокие содержания CO_2, Н и других компонентов, типичных для нафтидов.

В конечном счете Е.Н. Кашинцева и Е.М. Шмариович [1990] приходят к выводам, близким к тем, что получили В.Е. Холл и И. Фридман [Hall, Fridman, 1963], Е. Реддер с соавторами [Roedder et al., 1963], а также А.И. Эриксон [Erickson, 1965], исследовавшие газово-жидкие включения в рудных минералах месторождений долины р. Миссисипи, хотя американские ученые изучали *рудные* минералы, а российские – парагенетически связанные с ними *карбонаты* и *сульфаты*. Этот второй путь требует тщательных стадиальных наблюдений над соотношениями рудных и безрудных минералов.

В более поздней монографии Я.М. Кислякова и В.Н. Щеточкина [2000] опубликованы результаты аналогичных наблюдений за газово-жидкими включениями

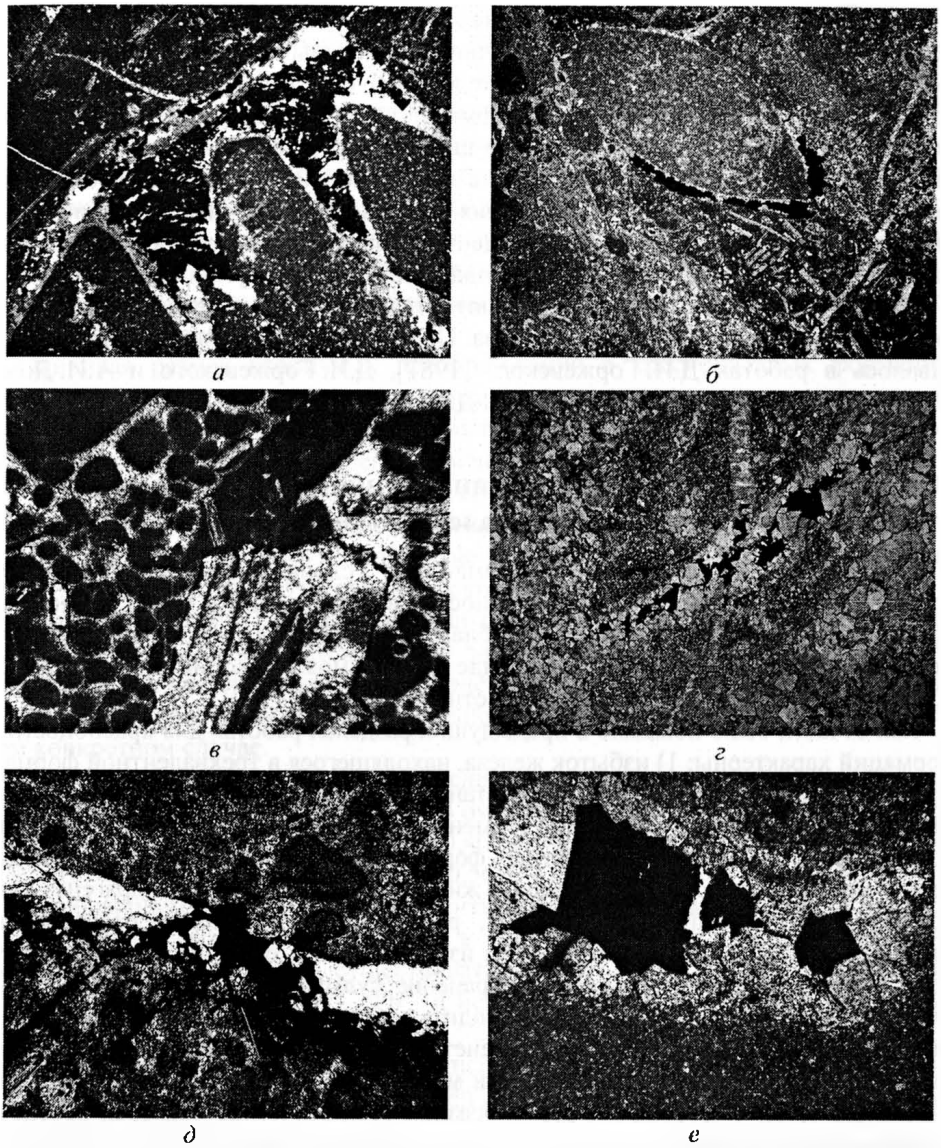


Рис. 12.13. Микрофотографии форм нахождения галенита и сфалерита в карбонатных отложениях месторождений Миргалимсай и Сумсар

а – обр. 242, ник. II, ув. 20. Галенит и барит замещают обломки трилобитов, сложенные крупнокристаллическим кальцитом. Цемент – пелитоморфный доломит Миргалимсай. *б* – обр. 240, ник. II, ув. 20. Раковинка остракоды частично замещается галенитом. В известково-доломитовой породе видны пелитоморфные ядра пелеципод, обломки иглокожих и остатки трилобитов, местами сложенные кальцитом Миргалимсай. *в* – обр. 244, ник. II, ув. 46. Пеллетово-оолитовый доломит со столбиком стилолита. Рудные минералы замещают оолиты и пеллеты и концентрируются вдоль стилолитового шва – Миргалимсай. *г* – обр. 131, ник. II, ув. 20. Неравномернозернистый известняк. В центре – прожилок, сложенный крупнокристаллическим кальцитом с баритом и галенитом. Сумсар. *д* – обр. 248, ник. II, ув. 90. Органогенно-копролитовый доломит. Сульфиды замещают копролиты, ядра гастропод и концентрируются в трещинках с кальцитом. Миргалимсай. *е* – обр. 248, ник. II, ув. 90. Линзочка крупнокристаллического кальцита с баритом содержит галенит со сфалеритом (темное), Миргалимсай

в рудах Джезказгана. Полное отсутствие минералого-стадиальных данных делает приведенные автором анализы совершенно непригодными к использованию.

В заключение данного раздела хотелось бы отметить, что закономерности пространственного распределения, формы рудных тел, отсутствие литологического контроля локализации свинцово-цинковых руд, формы их нахождения в известняках и доломитах, исследование газово-жидких включений в свинцово-цинковых рудах Срединного Тянь-Шаня заставляют связывать их происхождение с деятельностью термальных концентрированных рассолов, а наличие многочисленных битумопроявлений в породах и присутствие углеводородных газов в газово-жидких включениях позволяют утверждать их генетическую связь с формированием скоплений нефти и газа. Последнее положение убедительно развивалось в работах Д.И. Горжевского [1987], Д.И. Горжевского и А.И. Донца [1989], Д.И. Горжевского, А.И. Донца и Д.И. Павлова [1990].

О генетической связи медно-свинцово-цинковых месторождений с красноцветными и солеродными формациями

Формирование красноцветных формаций в условиях жаркого засушливого климата определяет целый ряд особенностей в их строении и вещественном составе. Сочетание этих особенностей благоприятствует возникновению рудных месторождений Cu-Pb-Zn, которые в ряде случаев можно рассматривать даже как обязательную составляющую красноцветных толщ.

Как отчасти было показано в предыдущих разделах работы, для красноцветных формаций характерны: 1) избыток железа, находящегося в трехвалентной форме, и широкое развитие окислительно-восстановительных реакций, захватывающих многие поливалентные химические элементы; 2) полимиктовость терригенных пород, входящих в состав красноцветных формаций, их незрелость, обеспечивающая резерв металлов, способных обогащать жидкую фазу флюидов; 3) парагенез красноцветных отложений с эвапоритами, рождающими высокоминерализованные рассолы, способные извлекать металлы из терригенных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений; 4) распространение сульфатных рассолов, способных биогенным и абиогенным путем производить сероводород – важнейший осадитель металлов в форме сульфидов; 5) парагенетическое сочетание красноцветов с черными сланцами, нефтяными и газовыми месторождениями, что создает восстановительную среду и формирует разнообразные геохимические барьеры, обеспечивающие концентрацию металлов в сланцах, песчаниках и карбонатных толщах.

Первая, наиболее характерная черта красноцветных формаций заключается в высоком содержании в них валового железа. В таблице 46 было показано, что общее содержание железа в красноцветах разных районов обычно в 1,5–2 раза превышает кларк этого элемента в стратисфере. Характерно также, что почти всегда в этих отложениях окисное железо преобладает над закисным.

Рассматривая формы нахождения железа в красноцветах, Ф.Б. Ван Хутен [1968] выделяет в них две группы. К первой принадлежат глинистые минералы – иллит, монтмориллонит (смектит), корренсит и хлорит и их разновидности, а также терригенные силикаты (например, биотит). Они содержат закисное и окисное железо, которое в процессах преобразования красноцветов проявляет максимальный консерватизм.

Ко второй группе относится железо пигментации, представленное преимущественно гидроксидами – гематитом (αFe_2O_3), маггемитом (γFe_2O_3) и гетитом ($HFeO_2$). Эта часть красноцветов геохимически более активна и, под действием жидких (растворенное в водах органическое вещество, битумоиды, нефть) и газообразных восстановителей (газообразные углеводороды, водород и др.) железо легко восстанавливается, растворяется или выносится за пределы красноцветов, либо заново фиксируется в них в виде сидерита, новообразованного хлорита, железистых гидрослюд, а иногда даже – в форме сульфидов [Лисицин, 1975; Комарова, 1980]. В результате таких преобразований на отдельных участках красноцветы меняют свою окраску на зеленовато-серую, а толща в целом все более становится пестроцветной.

Оценивая размах вторичных преобразований в красноцветных формациях разных регионов мира, приходится признать, что очень важными, если не главными, в них являются окислительно-восстановительные реакции железа – наиболее распространенного, ведущего элемента красноцветов: для кислой среды – $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3} + \bar{e} = +0{,}771$, для щелочной – $Fe(OH)_2^{+}OH^{+} \rightarrow Fe(OH)_3 + \bar{e} = -0{,}56$В.

Считая окисление железом эталоном окислительно-восстановительных реакций в красноцветах и расположив окислительно-восстановительные процессы по возрастанию значений Eh, можно получить ту картину, которая приведена в таблице 51.

Данные таблицы 51 были рассчитаны В.В. Щербиной [1972] по материалам В.М. Латимера. Так как каждая более электроположительная реакция является окислительной по отношению к более электроотрицательной, значения Eh позволяют предсказать развитие окислительно-восстановительных процессов в каждом конкретном случае.

Например, в кислой сульфатной среде зоны окисления сульфидных месторождений реакция $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3} + \bar{e} = +0{,}771$В будет окислительной по отношению к реакции $U^{4+} + 2H_2O \rightarrow UO_2^{2+} + 4H^{1+} + 2\bar{e} = +0{,}407$В, т.е. будет протекать по схеме $2Fe^{3+} + U^{4+} + 2H_2O \rightarrow 2Fe^{2+} + UO_2^{2+} + 4H^{1+} = 0{,}56$В.

Аналогичным образом можно оценить все электроотрицательные и электроположительные реакции, приведенные в таблице, и придти к выводу, что в кислых растворах с Fe^{+2} могут существовать Ti^{+3}, Ti^{+4}, V^{+3}, V^{+4}, Cr^{+3}, Mo^{5+}, Mo^{6+}, Mn^{+2}, Co^{2+}, Ni^{2+}, U^{4+}, U^{+6}, W^{6+}, Pb^{2+} и не могут находиться V^{5+}, Cr^{6+}, Mn^{4+}, Co^{3+}, Ni^{3+}, IO_3^{-}, NO_3^{-}, Se_3^{2-}, Pb^{4+}.

С трехвалентным железом (Fe^{3+}) в кислом растворе могут присутствовать Ti^{4+}, V^{4+}, V^{5+}, Cr^{3+}, Cr^{6+}, Mo^{5+}, Mo^{6+}, Mn^{2+}, Mn^{4+}, Co^{2+}, Co^{3+}, Ni^{2+}, Ni^{3+}, U^{6+}, IO_3^{1-}, No_3^{1-}, SeO_3^{2-}, Pb^{2+}, Pb^{4+}.

Таким образом, сравнение окислительно-восстановительных реакций с реакцией окисления железа позволяет наметить пути к решению проблемы парагенезов химических элементов в красноцветных формациях.

Вторая характерная особенность аридных красноцветных формаций заключается в относительно слабой зрелости слагающего их терригенного материала. Это, в свою очередь, чрезвычайно усиливает влияние на них геохимического состава питающих провинций.

Действительно, еще при обсуждении причины красноцветной окраски Д. Миллер и К. Фолк [Miller, Folk, 1955] утверждали, что красноцветные тона появляются только в том случае, если в области сноса разрушаются изверженные, вулканические или метаморфические породы, содержащие магнетит, ильме-

Таблица 51. Окислительно-восстановительные потенциалы различных химических реакций (по В.М. Латимеру с добавлениями В.В. Щербины)

В кислой среде (pH<7), Eh, В	В щелочной среде (pH>7), Eh, В
$H_2Te \rightarrow Te^0 + 2H^{1+} + 2\bar{e} = -0,72$ $U^{3+} \rightarrow U^{4+} + \bar{e} = -0,61$ $AsH_3 \rightarrow As^0 + 3H^{1+} + 3\bar{e} = -0,60$ $Fe^0 \rightarrow Fe^{2+} + 2\bar{e} = -0,440$ $H_2Se \rightarrow Se^0 + 2H^{1+} + 2\bar{e} = -0,40$ $H_3PO_3 + H_2O \rightarrow H_3PO_4 + 2H^{-1} + 2\bar{e} = -0,276$ $V^{2+} \rightarrow V^{3+} + \bar{e} = -0,255$ $Sn \rightarrow Sn^{2+} + 2\bar{e} = -0,136$ $Pb \rightarrow Pb^{2+} + 2\bar{e} = -0,126$ $H_2 \rightarrow 2H^{1+} + 2\bar{e} = \pm 0,000$ $Ti^{3+} + H^2O \rightarrow TiO^{2+} + 2H^{1+} + \bar{e} = +0,10$ $H_2S \rightarrow S + 2H^{1+} + 2\bar{e} = +0,141$ $Sn^{2+} \rightarrow Sn^{4+} + 2\bar{e} = +0,15$ $Cu^{1+} \rightarrow Cu^{2+} + \bar{e} = +0,167$ $H_2SO_3 + H_2O \rightarrow SO_4^{2-} + 4H^{1-} + 2\bar{e} = +0,17$ $U^{4+} + 2H_2O \rightarrow UO_3^{2+} + 4H^{1-} + 2\bar{e} = +0,334$ $Cu \rightarrow Cu^{2+} + 2\bar{e} = +0,337$ $V^{3+} + H_2O \rightarrow VO^{2+} + 2H^{1-} + \bar{e} = +0,361$ $U^{4+} + 2H_2O \rightarrow UO_3^{2+} + 4H^{1+} + 2\bar{e} = +0,407$ $ReO_2 + 2H_2O \rightarrow ReO_4^{1-} + 4H^{1+} + 2\bar{e} = +0,51$ $Mo^{5+} \rightarrow Mo^{6+} + \bar{e} = +0,53$ $Te + 2H_2O \rightarrow TeO_2 + 4H^{1+} + 4\bar{e} = +0,53$ $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + \bar{e} = +0,771$	$Ca + 2(OH^{1-}) \rightarrow Ca(OH)_2 + 2\bar{e} = -3,03$ $U(OH)_3 + (OH^{1-}) \rightarrow U(OH)_4 + \bar{e} = -2,20$ $Ti^{2-} \rightarrow Ti + 2\bar{e} = -1,14$ $HPO_3^{2-} + 3(OH)^{1-} \rightarrow PO_4^{3-} + H_2O + 2\bar{e} = -1,12$ $SO_3^{2-} + 2(OH^{1-}) \rightarrow SO_4^{2-} + H_2O + 2\bar{e} = -0,93$ $Se^{2-} \rightarrow Se + 2\bar{e} = -0,92$ $Sn(OH^{++}) + 3(OH^{1-}) \rightarrow Sn(OH)_6^{2-} + 2\bar{e} = -0,91$ $PH_3 \rightarrow P + 3H^{1+} + 3\bar{e} = -0,89$ $H_2 + 2(OH^{1-}) \rightarrow 2H_2O + 2\bar{e} = -0,828$ $AsO_2^{1-} + 4(OH^{1-}) \rightarrow AsO_4^{2-} + 2H_2O + 2\bar{e} = -0,67$ $Sb + 4(OH^{1-}) \rightarrow Sb(OH)_4^{1-} + 3\bar{e} = -0,66$ $VO(OH)_2 + OH^{1-} \rightarrow VO_2^{1-} + H_2O + \bar{e} = -0,64$ $ReO_2 + 4(OH^{1-}) \rightarrow ReO_4^{1-} + H_2O + 3\bar{e} = -0,594$ $Te + 6(OH^{1-}) \rightarrow TeO_3^{2-} + 3H_2O + 4\bar{e} = -0,57$ $Fe(OH)_2 + OH^{1-} \rightarrow Fe(OH)_3 + \bar{e} = -0,56$
$2Hg \rightarrow Hg_2^{2+} + 2\bar{e} = +0,789$ $Ag \rightarrow Ag^{1+} + \bar{e} = +0,799$ $VO_2 + 3H_2O \rightarrow V(OH)_4^{1+} + 2H^{1+} + \bar{e} = +1,00$ $TeO_2 + 4H_2O \rightarrow H_6TeO_6 + 2H^{1+} + 2\bar{e} = +1,02$ $2Br^{1-} \rightarrow Br_2 + 2\bar{e} = +1,07$ $2H_2O \rightarrow O_2 + 4H^{1+} + 4\bar{e} = +1,229$ $Tl^{1+} \rightarrow Tl^{3+} + 2\bar{e} = +1,25$ $Mn^{2+} + 2H_2O \rightarrow MnO_2 + 4H^{1+} + 2\bar{e} = +1,28$ $2Cr^{3+} + 7H_2O \rightarrow Cr_2O_7^{2-} + 14H^{1+} + 6\bar{e} = +1,33$ $2Cl^{1-} \rightarrow Cl_2 + 2\bar{e} = +1,36$ $Pb^{2+} + 2H_2O \rightarrow PbO_2 + 4H^{1+} + 2\bar{e} = +1,455$ $Au \rightarrow Au^{3+} + 3\bar{e} = +1,51$ $Mn^{2+} + 4H_2O \rightarrow MnO_4^{1-} + 8H^{1+} + 5\bar{e} = +1,52$ $Ce^{3+} \rightarrow Ce^{4+} + \bar{e} = +1,61$ $Pb^{2+} \rightarrow Pb^{4+} + 2\bar{e} = +1,69$ $Au \rightarrow Au^{1+} + \bar{e} = +1,70$ $Co^{2+} \rightarrow Co^{3+} + \bar{e} = +1,82$ $O_2 + H_2O \rightarrow O_3 + 2H^{1+} + 2\bar{e} = +2,07$	$U(OH)_4 + 2(OH^{1-}) \rightarrow UO_2(OH)_2 + 2H_2O + 2\bar{e} = -0,49$ $S^{2+} \rightarrow S + 2\bar{e} = -0,48$ $Se + 6(OH^{1-}) \rightarrow SeO_2^{2-} + 3H_2O + 4\bar{e} = -0,37$ $2Cu + 2(OH^{1-}) \rightarrow Cu_2O + H_2O + 2\bar{e} = -0,358$ $Cr(OH)_3 + 5(OH^{2-}) \rightarrow CrO_4^{2-} + 4H_2O + 3\bar{e} = -0,13$ $Cu_2O + 2(OH^{1-}) + H_2O \rightarrow Cu(OH)_2 + 2\bar{e} = -0,08$ $TlOH + 2(OH^{1-}) \rightarrow Tl(OH)_3 + 2\bar{e} = -0,05$ $Mn(OH)_2 + 2(OH^{1-}) \rightarrow MnO_2 + 2H_2O + 2\bar{e} = -0,05$ $NO_2^{1-} + 2(OH^{1-}) \rightarrow NO_3^{1-} + H_2O + 2\bar{e} = +0,01$ $SeO_3^{2-} + 2(OH^{1-}) \rightarrow Se0_4^{2-} + H_2O + 2\bar{e} = +0,05$ $Hg + 2(OH^{1-}) \rightarrow HgO_{(ромб)} + H_2O + 2\bar{e} = +0,098$ $Mn(OH)_2 + OH^{1-} \rightarrow Mn(OH)_3 + \bar{e} = +0,10$ $Co(OH)_2 + OH^{1-} \rightarrow Co(OH)_3 + \bar{e} = +0,17$ $PbO_{(ромб)} + 2(OH^{1-}) \rightarrow PbO_2 + H_2O + 2\bar{e} = +0,248$ $I^{1-} + 6(OH^{1-}) \rightarrow IO_3^{1-} + 3H_2O + 5\bar{e} = +0,26$ $TeO_3^{2-} + 2(OH^{1-}) \rightarrow TeO_4^{2-} + H_2O + 2\bar{e} = +0,40$ $4(OH^{1-}) \rightarrow O_2 + 2H_2O + 4\bar{e} = +0,401$ $Ni(OH)_2 + 2(OH^{1-}) \rightarrow NiO_2 + 2H_2O + 2\bar{e} = +0,49$ $MnO_2 + 4(OH^{1-}) \rightarrow MnO_4^{2-} + 2\bar{e} = +0,60$ $3(OH^{1-}) \rightarrow HO_2^{1-} + H_2O + 2\bar{e} = +0,88$ $O_2 + 2(OH^{1-}) \rightarrow O_3 + H_2O + 2\bar{e} = +1,24$

нит, или другие железосодержащие породы. На примере силурийских отложений Вирджинии и пермских толщ Техаса (США) они показали, что в зоне восстановления красноцветов разлагаются обломочный титаномагнетит, ильменит, отчасти биотит, роговая обманка и пироксены; за их счет осуществляется переотложение Fe в форме гематита.

Близкой точки зрения придерживался Т. Уолкер, который показал, что в зеленовато-серых восстановленных глинистых породах красноцветов содержится лишь 2,5% валового железа, тогда как в красных – его содержание местами превышает 5,8% [Walker, 1967].

Характеризуя особенности терригенного осадконакопления аридной зоны, Н.М. Страхов [1960; 1962] подчеркнул, что здесь элементы автохтонного осадконакопления полностью сочетаются с аллохтонным поступлением материала. Благодаря этому в аридных красноцветных толщах минеральное созревание пород резко падает.

Эта закономерность была проверена А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым [1972]; оба исследователя при сравнении минерального состава граувакк на большом фактическом материале показали, что усиление аридности обычно сопровождается более полным развитием гетерогенных обломков пород; наоборот, преобладание гумидных условий увеличивает зрелость граувакк, что выражается преобладанием в них мономинеральных компонентов – кварца и полевых шпатов.

Если все это так, то приходится думать, что терригенные породы, слагающие карбонатные красноцветные формации, несут в себе значительное большие запасы рассеянных металлов, нежели терригенные породы гумидных отложений, причем в них нередко оказываются сконцентрированными химические элементы, особенно типичные для данной петрографической провинции.

Так, например, граувакки красноцветных отложений Приуралья, по данным А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [1961; 1963; 1971], оказались существенно обогащены медью и хромом, в песчаниках красноцветов Тянь-Шаня М.В. Неймышевым [1967] встречены повышенные количества Cu и Pb, терригенные породы рудоносных красноцветов Вайоминга, по данным Дж. Вайна и Е. Турело [Vain, Tourtelote, 1973], содержали концентрации V, Cr, Ni, Co, Th, U и других металлов.

Очевидно, что грауваккковые терригенные толщи можно рассматривать как потенциально рудогенерирующие образования или рудоматеринские породы; они еще на стадии осадкообразования концентрируют в себе ряд химических элементов, типичных для данной геохимической питающей провинции, а в силу преобладания в них полиминеральных обломков оказываются крайне неустойчивыми и легко разлагаются в ходе самых разнообразных постседиментационных геохимических процессов.

Третья особенность красноцветных карбонатных формаций заключается в том, что среди них обычно широко развиты разнообразные эвапоритовые отложения – гипсы и ангидриты, галиты, сильвины и даже карналлиты. Именно с ними генетически связаны высокоминерализованные хлоридные рассолы, нередко являющиеся рудоносными.

Происхождение рассолов одни исследователи объясняли гравитационным разделением ионов воды [Филатов, 1947; 1957], другие – самодиффузией и гидратацией ионов в условиях повышенных пластовых давлений [Самойлов, Соколов, 1957], третьи – поступлением газовых эманаций из глубин планеты [Дерпгольц, 1963]; существует и четвертая гипотеза, суть которой заключается в том,

что рассолы представляют собой межкристальную рапу солеродных бассейнов, отделившуюся от солей в результате гравитационного просачивания [Валяшко, 1963; Лебедев, 1965; Зайцев, 1958; Басков, 1977].

Три кардинальных факта позволяют более или менее однозначно решать проблему генезиса рассолов.

Во-первых, как показали Н.М. Страхов [1971], В.И. Кононов [1983] и Г.Ю. Бутузова [1998], данные глубоководного бурения в океанах позволяют утверждать, что в толще осадков, покрывающих дно Мирового океана, крупные скопления рассолов практически отсутствуют. Это означает, что они характерны только для отложений континентального блока и, следовательно, генетически связаны не с регионально развитой мантией, а с историей развития осадочной континентальной оболочки. Те редкие случаи, когда в разломах зарождающихся океанов появляются высокоминерализованные и часто металлоносные рассолы (Красное море, Калифорнийский залив и др.), находят свое объяснение, если предположить, что их источником является не мантия, а более древние солеродные толщи.

Во-вторых, на континентах пространственное положение рассолов постоянно совпадает с площадями распространения эвапоритовых толщ. Так, например, на рис. 12.14 приведены две карты территории СССР, составленные М.П. Фивегом с соавторами [1959] и И.К. Зайцевым с соавторами [1960]. На первой карте показаны закономерности размещения соленосных толщ на территории СССР. Хорошо видно, что разновозрастные эвапориты довольно отчетливо тяготеют к Русской и Сибирской платформам и лишь в небольшой степени локализуются в пределах Туранской плиты и в Казахстане. На второй карте сведен большой фактический материал, показывающий распространение рассолов различной степени минерализации, от 50 г/л до 270 г/л и более.

Сопоставление этих двух карт показывает тесную пространственную связь рассолов именно с соленосными толщами. ... «Таким образом – пишет М.Г. Валяшко – эмпирически можно считать хорошо установленным факт территориального сонахождения на огромной территории СССР концентрированных рассолов в нижних частях разрезов с распространением соленосных отложений» [Валяшко, 1963, с. 256]. Такие взаимоотношения однозначно подтверждают их генетическую связь.

В-третьих, наконец, осадочное происхождение хлоридно-кальциевых рассолов доказывается исследованием изотопии кислорода и водорода; как показывают данные Р.Н. Клейтона с соавторами [Clayton et al., 1966], Ю.Б. Селицкого с соавторами [1973], соотношения дейтерия к водороду и O^{18}/O^{16} в рассолах индивидуальны в каждом осадочно-породном бассейне и отличаются от соответствующих характеристик заведомо гидротермальных вод. Соотношения эти однозначно подтверждают осадочную гипотезу их генезиса.

В целом, приведенный материал позволяет принять точку зрения М.Г. Валяшко, в соответствии с которой формирование хлор-кальциевых высокоминерализованных рассолов представляет собой катагенетическое продолжение жизни рапы солеродных бассейнов [Валяшко, 1963; Валяшко и др., 1965].

Общеизвестно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа вод; при испарении и выпадении в осадок твердых солей, в условиях аридного климата, она будет все более приближаться по составу к хлормагниевым рассолам, причем на первых стадиях этого процесса в солеродных водоемах вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов.

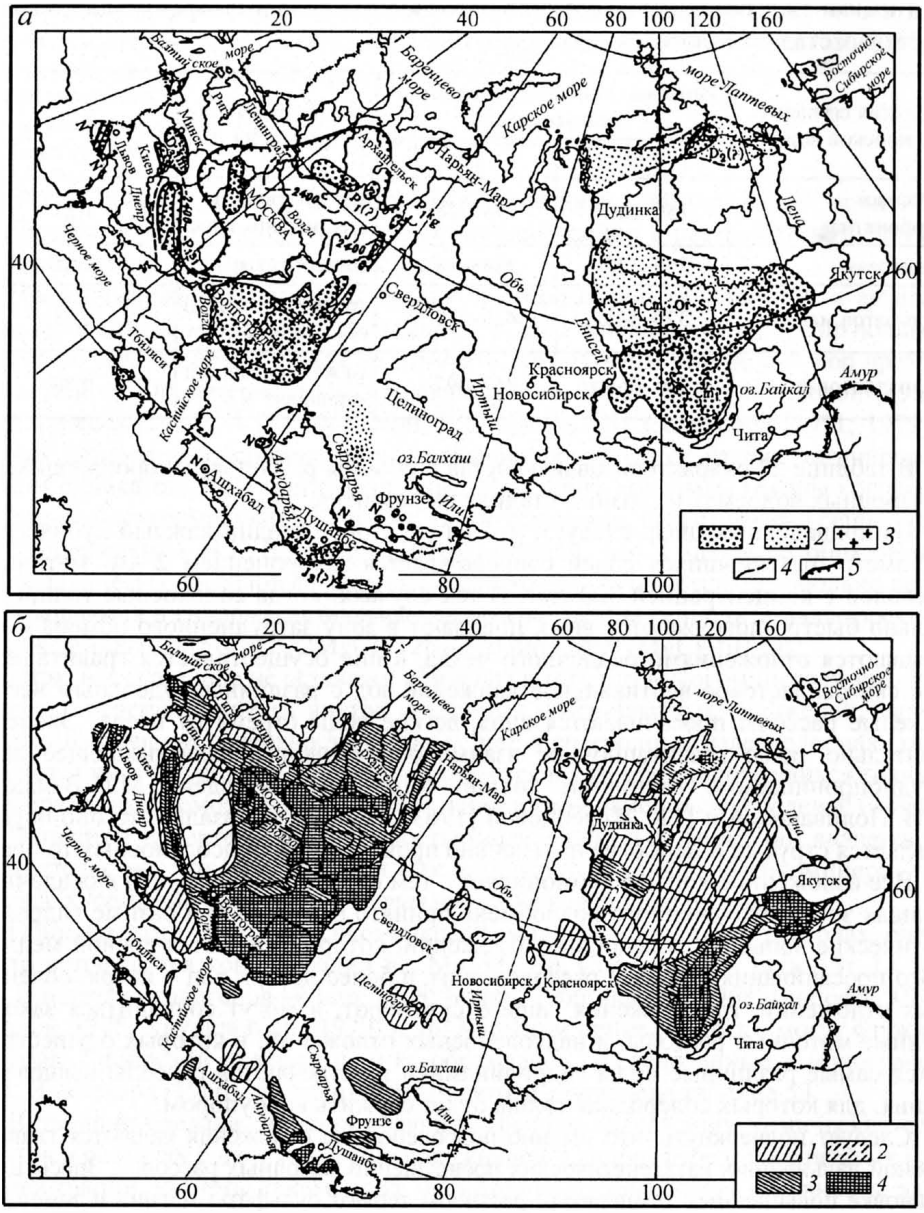


Рис. 12.14. Закономерности распространения эвапоритовых отложений и высокоминерализованных рассолов на территории СССР

а – карта распространения солености и соляных отложений [Фивег, 1959]. 1 – площади распространения соляных пород; 2 – площади распространения соленосных и предположительно соляных пород; 3 – каменная соль Прикаспийской впадины; 4 – каменная соль казанского возраста; 5 – изолиния 2400 м от поверхности кристаллического фундамента; 6 – граница распространения палеозойских гипсов и ангидритов; *б* – карта распространения соляных вод и рассолов с концентрацией выше 50 г/л [Зайцев и др., 1958]. 1 – области распространения рассолов с концентрацией от 50 до 100 г/л; 2 – то же, предположительно; 3 – области распространения рассолов с концентрацией от 100 до 270 г/л; 4 – области распространения рассолов с концентрацией выше 270 г/л

Таблица 52. Соотношение объемов маточного рассола и захороняющихся солей на разных стадиях галогенеза [Валяшко, 1963]

Стадия сгущения морской воды	Интервал концентраций растворенных солей		Выпавшие в осадок соли	Отношение объема рассолов к объему солей
	г/кг	г/л		
гипсово-карбонатная	150–266	175–324	карбонаты кальция, магния, гипс	1,85
галитовая	266–320	324–418	то же + галит	1,88
сульфатов магния	320–345	418–457	то же + эпсомит и гексагидрит	0,93
карналлитовая	345–365	457–497	то же + сильвин и карналлит	0,50

В таблице 52 охарактеризованы состав и объемы рассолов, захороняющихся в солеродных водоемах на разных стадиях их развития.

Из приведенных цифр следует, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км^3 маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. В тех случаях, когда соленосные толщи довольно быстро погружаются вниз, попадают в зону затрудненного обмена и покрываются отложениями осадочного чехла, в них осуществляется гравитационное сквозьпластовое вертикальное движение вод с различным удельным весом; тяжелые рассолы просачиваются вниз, легкие воды стремятся вверх. Экспериментально такое гравитационное взаимопроникновение, захватывающее даже труднопроницаемые глинистые толщи, было воспроизведено М.Г. Валяшко, А.И. Поливановой и И.К. Жеребцовой [1963], которые показали, что оно осуществляется струями и наиболее интенсивно проявляется в подсоленосных толщах.

Все изложенное хорошо гармонирует с тем обстоятельством, что в осадочных толщах зоны затрудненного водообмена принято выделять три разные гидрогеологические зоны: подсоленосных отложений, которые являются ареной медленного просачивания тяжелых рассолов вниз, а более легких вод – вверх, соленосных отложений, где движения чаще отсутствуют, и могут сохраниться захороненные маточные рассолы, и надсоленосных отложений, в которых осуществляются самые различные виды гидродинамики и встречаются рассолы выщелачивания, для которых солеродная толща будет служить водоупором.

Следует подчеркнуть, что именно подсоленосные отложения являются главной ареной дальнейших катагенетических превращений маточных рассолов. Здесь, в обстановке повышенных температур, растворы теряют сульфаты магния и замещают магнием исходного раствора кальций твердой фазы; конечным результатом этих преобразований является появление высокоминерализованных хлоркальциевых вод. Вещественным результатом трансформации состава маточных рассолов являются катагенетические аутигенные минералы – магнезиальные карбонаты и силикаты.

На возможность катагенетического происхождения доломита в связи с формированием хлоркальциевых вод указывалось в статьях В.И. Гуревича [1960], А.И. Осиповой [1964], Ю.С. Кормильца [1976], А.А. Махнача [1989] и других исследователей. В работах Н.К. Власовой и М.Г. Валяшко [1971], а также Н.К. Власовой [1978] экспериментально была сделана попытка воспроизвести важнейшие

реакции метаморфизации морских рассолов при температурах 150–300°С и давлении насыщенного пара. Оказалось, что в заданных условиях доломитообразующей является реакция Мариньяка:

$$2CaCO_3\ (тв)+MgCl_2\ (р\text{-}р)=CaMg(CO_3)_2\ (тв)+CaCl_2\ (р\text{-}р).$$

Таким образом, опыты Н.К. Власовой однозначно подтверждают принципиальную возможность катагенетической доломитизации в результате воздействия на карбонатные толщи хлоридных растворов.

Чрезвычайный интерес представляют преобразования обломочных и аутигенных силикатных минералов, залегающих в зоне влияния трансформирующихся рассолов; в то же время нельзя не отметить, что изучены они до сих пор чрезвычайно плохо. По материалам К. Ситтлера [Sittler, 1962], М.В. Пастуховой [1965], М.А. Ратеева [1964], А.Г. Коссовской, В.А. Дрица, Т.Н. Соколовой [1971; 1979] и других авторов в подсолевых толщах обычно формируется группа магнийсодержащих силикатов; это – монтмориллонит, Mg-хлорит, минералы группы корренсита (Mg-хлорит-вермикулит), Fe-иллит, тальк, серпентин, палыгорскит и сепиолит.

Эксперименты Н.К. Власовой [1978] показали, что в процессе образования хлоркальциевых рассолов кальциевые силикаты осадочных пород довольно легко превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолита-палыгорскита, а также в тахгидрит ($CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$) и бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$).

Итак, все сказанное не оставляет сомнения в том, что высокоминерализованные рассолы, перемещающиеся внутри осадочных красноцветных отложений, зарождаются на дневной поверхности аридных зон, в солеродных палеоводоемах, захороняются вместе с солями и трансформируются в уже сформировавшихся толщах, преобразуя их с помощью обменных реакций и сами изменяя свой солевой состав.

Четвертой характерной особенностью красноцветных формаций является то обстоятельство, что именно среди них возникают не просто высокоминерализованные хлоридные рассолы, но *металлоносные* хлоридные рассолы.

Общеизвестно, что в высокоминерализованных хлоридных рассолах очень часто встречаются концентрации Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, а также Sr, Li, Rb, Cs, B и других галогенов [White, 1968; Бойко, 1966; Басков, 1968; Бишофф, 1974; Павлов, 1975; Хрущев и др., 1979] и др. Хорошим примером этого могут служить рассолы Сибирской платформы и ее обрамления, исследованные в монографии Е.В. Пиннекера [1966]; по данным этого автора составлена таблица 53.

В таблице сделана попытка сравнить средние содержания химических элементов в рассолах с их кларковым содержанием в гидросфере и рассчитать кларк концентрации. Расчеты такого рода, несмотря на их некоторую условность, дали замечательные результаты. Оказалось, что подавляющее большинство химических элементов, участвующих в стратиформном рудообразовании концентрируются в рассолах в количествах от 300 до 75 000 кларков концентрации.

Поведение другой группы элементов резко отличается от «рудных»; они имеют кларк концентрации, колеблющейся в пределах 3–400.

Причиной, определяющей накопление Cu, Pb и Zn в высокоминерализованных рассолах, прежде всего является избирательная агрессивность этих вод по отношению к некоторым металлам, которая особенно резко проявляет себя при повышенных температурах и давлениях зоны затрудненного водосбора. Так, на-

Таблица 53. Микрокомпоненты рассолов Ангаро-Ленского бассейна (по пробам с минерализацией от 36 до 600 г/л) [Пиннекер, 1966]

Элементы	Встречаемость, %	Содержание, г/л			Региональный кларк гидросферы, г/кг	Кларк концентрации
		Миним.	Максим.	Среднее		
Свинец (Pb)	22	$6\cdot10^{-4}$	$8{,}4\cdot10^{-2}$	$2{,}3\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-6}$	46 000
Серебро (Ag)	12	$1\cdot10^{-4}$	$6{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-8}$	66 000
Железо (Fe)	100	$8\cdot10^{-5}$	2,8	$2{,}2\cdot10^{-1}$	$5\cdot10^{-5}$	4 400
Марганец (Mn)	64	$2\cdot10^{-4}$	2,0	$3\cdot10^{-1}$	$4\cdot10^{-6}$	75 000
Барий (Ba)	34	$5\cdot10^{-4}$	$1{,}6\cdot10^{-1}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-5}$	4 800
Алюминий (Al)	100	$6\cdot10^{-4}$	3,0	$2{,}5\cdot10^{-1}$	$9\cdot10^{-4}$	17 700
Медь (Cu)	28	$6\cdot10^{-4}$	$2{,}9\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-5}$	300
Цинк (Zn)	12	$2\cdot10^{-4}$	$2{,}8\cdot10^{-2}$	$7\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-5}$	140
Ванадий (V)	2	–	–	$5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-7}$	100
Титан (Ti)	94	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$	$9\cdot10^{-7}$	2 000
Хром (Cr)	32	$1\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-6}$	400
Радий (Ra)	74	$2\cdot10^{-12}$	$1\cdot10^{-10}$	$2\cdot10^{-11}$	$1\cdot10^{-13}$	100
Лантан (La)	2	–	–	$1{,}6\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-7}$	530
Уран (U)	90	$2\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-5}$	$4\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-6}$	2
Стронций (Sr)	100	$4\cdot10^{-4}$	8,0	$7{,}5\cdot10^{-1}$	$1\cdot10^{-2}$	75
Бор (B)	98	$2\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-1}$	$3{,}6\cdot10^{-2}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	8
Рубидий (RB)	60	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$	25
Литий (Li)	94	$2\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-1}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-4}$	210
Йод (I)	70	$1\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	12
Никель (Ni)	2	–	–	$1\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-6}$	3
Торий (Th)	56	$3\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-6}$	$4\cdot10^{-7}$	12

Примечание. Кларк концентрации представляет условную величину, поскольку средние содержания элементов в рассолах оценивались в г/л, а кларк гидросферы приведен в г/кг; прочерк – нет данных.

пример, в опытах Н.И. Хитарова [1961] при взаимодействии хлоридов K, Na и Ca с рудоносными породами при T=400–600°C и P=200–300 атм был получен раствор, содержащий–3-5 г/л свинца.

В работе В.И. Дворова [1975] экспериментально были воспроизведены процессы извлечения свинца, цинка, меди и кадмия из красноцветных отложений среднеплиоценовой песчано-глинистой толщи Челекена (Западная Туркмения) крепкими рассолами; автор показал, что главным донором в этом процессе являются сульфидизированные песчаники, а не глины, и пределом концентрации металлов в вытяжках служат их содержания, обнаруженные в хлоридных рассолах полуострова – Pb – 30–40 мг/л, Zn – 20–30, Cu – 5–10, Cd – 5–6 мг/л.

В монографии Л.М. Лебедева и И.Б. Никитиной [1983] было показано, что содержание свинца и других тяжелых металлов в рассолах Челекена возрастает с увеличением температуры рассолов. При этом в приповерхностной части скважин оно соответствует для Pb – сл.– 10 (иногда до 120), для Zn – от сл. до 9, для Cu – от сл. до 3 (15), для As – до 1 мг/л. Любопытно, что на больших глубинах оно достигает для Pb – от 10 до 200, для Zn – от 2 до 9, для Cu – от 1,5 до 15 мг/л. Расчетным путем было установлено, что подавляющая часть свинца и цинка находится в рассолах в форме хлоридных комплексов $PbCl_3^-$, $PbCl_4^{2-}$ и $ZnCl_3^-$.

Другой и не менее важной причиной формирования металлоносных рассолов является слабая зрелость терригенного материала, слагающего аридные солеродные отложения и способность некоторых компонентов самоочищаться при перекристаллизации. Так, например, А.В. Копелиович [1965], изучавший катагенетические преобразования древних толщ Русской платформы, подчеркнул, что свинец, находящийся в виде изоморфной примеси в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах (равно как и в комплексе ионов, захваченных кристаллическими дислокациями), может переходить в поровый раствор еще в начале катагенеза благодаря перекристаллизации под давлением.

Пятой особенностью красноцветных формаций является широкое развитие в них сульфатных подземных вод и сульфатных рассолов. Само присутствие сульфатного иона в водах определяет возможность биогенного и абиогенного возникновения сероводорода, а это обстоятельство, в свою очередь, делает возможным создание восстановительного барьера и осаждение цветных металлов в форме сульфидов.

Развитие биогенной сульфатредукции в современных водоемах было рассмотрено в главах 5 и 7 данной работы. К сказанному следует добавить, что широкое распространение сульфатредуцирующих бактерий не только в водоемах, но и на суше делает появление сульфат-иона в водах главным фактором, регулирующим возникновение биогенного сероводорода и, следовательно, сульфидов цветных металлов. По сути дела они могут образовываться в любой водной среде, включая родники, источники подземных вод, заболоченные участки, русла рек, озера и другие водоемы.

Проблема формирования абиогенных залежей сероводорода в красноцветных карбонатных и карбонатно-эвапоритовых формациях представляет большой интерес; ей были посвящены исследования В.П. Савченко, Г.Ф. Яковлева, Л.А. Анисимова, Э.Е. Лондон, Г.И. Амурского, С.П. Максимова, Н.Б. Валитова, Г.А. Беленицкой, М.С. Гуревича, О.И. Серебрякова, В.Г. Грушевого, В.В. Семеновича и многих других исследователей.

Типичным примером крупного сероводородсодержащего бассейна может служить Амударьинская впадина, идеализированный разрез которой представлен на рис. 12.15. Здесь основная масса сероводород-углеводородных газовых скоплений локализована в аридных красноцветных формациях юрского и мелового возраста; они подстилаются вулканогенными, угленосными и красноцветно-терригенными комплексами рэт-юрского возраста, залегающими непосредственно на дислоцированных толщах палеозойского фундамента.

Характерно, что залежи сероводорода образуют наиболее крупные скопления в карбонатных коллекторах киммеридж-оксфорда, которые на широких площадях перекрываются ангидритовой и галитсодержащей покрышкой киммеридж-титона. Газовмещающие карбонатные толщи от центральных частей впадины к ее перифе-

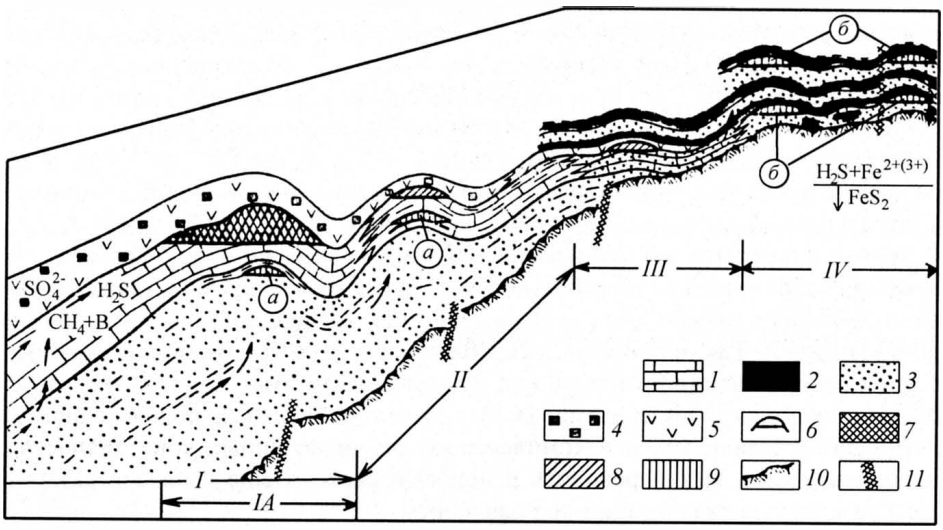


Рис. 12.15. Схема распределения сероводородных и углеводородных залежей в мезозойских отложениях Амударьинской впадины [Амурский и др., 1977]

1 – карбонатные отложения; 2 – глины, аргиллиты; 3 – песчаники, алевролиты; 4 – галиты; 5 – ангидриты; 6 – залежи газа; 7–9 – содержания сероводорода в газе: 7 – > 0,5, 8 – < 0,5, 9 – отсутствует; 10 – граница фундамента; разломы I–IV – литологическое районирование верхнеюрского комплекса: I – карбонатный (> 90% $CaCO_3$), II – карбонатно-терригенный (80– 90% $CaCO_3$), III – терригенно-карбонатный (50–80% $CaCO_3$), IV – карбонатно-терригенный (< 50% $CaCO_3$)

рии испытывают существенные фациальные изменения; чистые хемогенные известняки вначале сменяются рифогенными, а затем, уменьшаясь в мощности, переходят в терригенно-карбонатные разности и, наконец, выклиниваются. Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными для формирования залежей сероводорода являются рифовые фации зоны I-А; как видно из рис. 12.15 именно к ним приурочены самые значительные скопления сероводородных газов.

Сероводород, как правило, концентрируется в ловушках антиклинального типа, однако литологические особенности карбонатно-терригенных толщ также оказывают влияние на его распределение; местами отмечается повышенное содержание H_2S на контактах различных толщ. Промышленные содержания H_2S залегают обычно на глубинах от 1–2 до 2–3,6 км; этим глубинам соответствуют температуры от 45 до 120°С и давления от 7 до 600 МПа. Вблизи от газовых залежей широко распространены высокоминерализованные рассолы хлоркальциевого типа с повышенной концентрацией сульфат-иона и высоким содержанием растворенного органического вещества.

В России сероводородные и сероводородно-углеводородные залежи известны в красноцветных и солеродных отложениях Урало-Волжского бассейна (пермь), Прикаспийской впадины (пермь), Тимано-Печорской впадины (пермь-карбон), Восточного Предкавказья (юра) и Восточной Сибири (кембрий). За рубежом большое промышленное значение имеют Западно-Канадский (Канада), Пермский (США) бассейны, а также бассейн Мексиканского залива) (США, Мексика); кро-

ме того, скопления газовой серы были установлены в Северо-Германском (ФРГ, Нидерланды), Ирано-Иракском (Иран) и Индском (Пакистан) бассейнах, выявленных в самое последнее время.

Во всех перечисленных случаях скопления сероводородной серы постоянно ассоциируются с карбонатно-галогенными сульфатоносными формациями. Почти всегда эвапоритовые комплексы представляют собой экранирующие отложения, а карбонатные толщи содержат залежи H_2S. Отсутствие скоплений сероводорода в собственно красноцветных терригенных толщах обычно принято связывать с избытком в них реакционноспособного железа, которое, в процессе сульфидообразования связывает большое количество H_2S, что препятствует формированию его промышленных залежей [Лондон, 1977; Амурский и др., 1977]. Наоборот, небольшое количество Fe^{3+} в карбонатных отложениях обеспечивает формирование залежей свободного H_2S. Любопытно, что тесную связь H_2S именно с карбонатными породами впервые подчеркнул В.И. Вернадский [1917], который считал сероводородные скопления в известняках и доломитах типичными эпигенетическими образованиями, связывая их возникновение с восстановлением сульфатов и образованием горизонтов сероводородных вод. Как мы видели выше, такая связь типична и для месторождений Cu, Pb и Zn, представляющих собой залежи сульфидов. Другая особенность месторождений газовой серы заключается в том, что сероводородные залежи в них распространены на глубинах 4–5 км и формировались, по-видимому, при очень высоких значениях температур и давлений (140–150°С и Р ~600 МПа). При таких термобарических показателях микробиологическая деятельность бактерий полностью исключается. Действительно, как отметили Г.А. Беленицкая и М.С. Гуревич: «... присутствие сульфатредуцирующих бактерий или другой активной микрофлоры в пластовых водах сероводородных комплексов не отмечалось ни в одном бассейне» [Гуревич и др., 1980, с. 122].

Генезис сероводородных залежей в красноветных формациях принято связывать с тремя наиболее вероятными процессами: 1) абиогенным восстановлением сульфатной серы эвапоритовых формаций органическим веществом жидких и газообразных углеводородов; 2) абиогенным восстановлением сульфатов подземных вод жидкими или газообразными углеводородами; 3) выделением H_2S при термолизе и термокатализе рассеянного органического вещества или залежей нефти.

Возможность возникновения H_2S за счет химического взаимодействия углеводородов и сульфатов вод предполагали еще В.И. Вернадский и Е.С. Bastin. Эксперименты С.М. Григорьева [1954] показали, что при температуре 100–150°С в автоклаве за счет воднорастворенных сульфатов и углеводородов образуется сероводород, что в сущности подтвердило двухстадийную реакцию Энглера-Гефера:

$$CaSO_4+CH_4 \rightarrow CaS+CO_2+2H_2O;\ CaS+CO_2+H_2O \rightarrow CaCO_3+H_2S.$$

Опыты С.М. Григорьева [1954] показались некоторым исследователям недостаточно убедительными в связи с тем, что им в реактор, помимо главных реагентов, помещались активные осадители H_2S, которые могли способствовать смещению равновесия в сторону образования сероводорода.

Термодинамический анализ системы сульфат-ион и метан, проведенный Г.И. Амурским с соавторами [1977], позволил утверждать, что взаимодействие

метана с сульфат-ионом в водной среде энергетически обеспечено уже при температурах, превышающих 23°С, причем с увеличением температуры возрастает вероятность самопроизвольного протекания реакций Энглера-Гефера или их вероятная скорость. Исходя из экспериментальных данных, эти исследователи определили минимальный температурный порог процесса в 100–150°С и показали, что большинство сероводородных залежей в карбонатно-эвапоритовых комплексах, имеющих промышленное значение, в России и за рубежом связаны именно с этим температурным интервалом. Абиогенный механизм образования H_2S за счет сульфатов красноцветных формаций подтверждается изучением изотопов серы.

Термодинамические расчеты показывают, что взаимодействие нефти и сульфатов вод в принципе также может привести к выделению сероводорода. Однако эксперименты Х.В. Фили и Дж.Л. Калпа [Feely, Kulp, 1957] показали, что нефть обычно кинетически слабо активна и не окисляется такими слабыми окислителями как сульфаты. Действительно, при взаимодействии нефти с раствором сульфата, по данным этих авторов, при 100°С в течение 81 дня не было обнаружено даже следов сероводорода.

Более реальный путь сероводородообразования был обоснован опытами Н.Б. Валитова и Р.Б. Валитова [1975]. Эти исследователи осуществили взаимодействие легких фракций нефти и самородной серы при высоких температурах в присутствии карбонатов, которые служили катализаторами реакции. Оказалось, что при низких температурах сера легко растворяется в легких углеводородах, вступая с ними в химическую связь, тогда как при нагревании выше 130°С начинает выделяться газообразный H_2S.

В красноцветных сульфатно-карбонатных толщах могут реализоваться все возможные пути формирования H_2S, и в конечном счете, после этапа вертикальной и латеральной миграции, этот весьма активный восстановитель и концентратор способен накапливаться в ловушках, формируя залежи и скопления различного масштаба.

Шестая и последняя особенность красноцветных формаций заключается в том, что они часто ассоциируются с черными сланцами, а также с нефтяными и газово-углеводородными месторождениями, представляющими собой, по словам В.И. Вернадского, типичные «биокосные системы». Здесь энергия захороненного органического вещества сочетается с энергетикой массы поливалентных элементов, находящихся в окисной форме, формируются разнообразные геохимические барьеры, способствующие фиксации цветных металлов в форме сульфидов, карбонатов, сульфатов и металлоорганических соединений.

Ассоциация карбонатных красноцветных формаций с черными сланцами была описана в работах Н.М. Страхова [1962], С.М. Кореневского [1973] и ряда других исследователей, хотя причины, вызывающие это сонахождение, до конца не ясны. По мнению Ю.П. Хрусталева [1978], современные осадки внутриконтинентальных морей типа Азовского или Аральского всегда несколько обогащены рассеянным органическим веществом (РОВ) в связи с высокой биологической продуктивностью этих водоемов. По словам С.М. Кореневского «массовое накопление органического вещества отмечается в аридных морях нормальной солености, особенно в бухтообразных участках шельфа. Впоследствии здесь происходит засолонение: поэтому богатыми органикой и битумами оказываются подсолевые отложения» [Кореневский, 1973, с. 179].

Так как в солеродных отложениях, при солености воды в 10-20%, количество органического вещества обычно незначительно по сравнению с нормальной морской водой [Страхов, 1962], имеются все основания считать, что следы массовой гибели организмов и прежде всего – планктона обычно ассоциируются с солеродными толщами в красноцветах. Действительно, нижнекембрийские галогенные формации Сибирской платформы окаймляются близкими по возрасту сланцеватыми мергелями, доломитами и известняками, содержащими повышенные количества органического вещества [Зеленов, 1955]. В девонских солеродных отложениях Припятской впадины широко развиты горючие сланцы и доманикиты [Котлуков, 1968]. Огромные скопления морских битуминозных сланцев известны в аридных областях девонских отложений США [Страхов, 1962].

С галогенными отложениями пермского возраста Германии, Польши и ряда других районов Европы постоянно ассоциируются битуминозные сланцы; в районе Мансфельд, Зангеохаузен и Рихельсдорф они содержат ранее упомянутые нами концентрации Cu-Pb-Zn [Ведеполь, 1964]. Совместно с пермскими эвапоритами Приуралья залегают абдулинские бентогенные и юрезанские планктогенные сланцы, детально описанные в работах Н.М. Страхова [1962]. В юрских отложениях Кавказа с солеродными толщами связаны планктогенные черные сланцы [Кузнецова, 1928]; сходные парагенетические ассоциации известны в майкопе, чокраке и сармате Предкавказья [Холодов, Недумов, 1982].

Сравнительное исследование современных черноморских сапропланктонных осадков и «черных» сланцеватых глин чокрака Восточного Предкавказья, выполненное автором данной монографии совместно с Р.И. Недумовым [Холодов, Недумов, 1982], позволило показать, что прижизненное накопление рудных компонентов планктоном обычно крайне незначительно и слабо соответствует высоким содержаниям их в древних черных сланцах.

Подавляющая концентрация рудных химических элементов осуществляется на поздних стадиях породообразования, в диагенезе и катагенезе, за счет относительного обогащения РОВ вследствие выноса разбавителей (карбонатов), разложения и обуглероживания ОВ, формирования сероводородных скоплений и извлечения растворенных металлов из иловых вод и рассолов.

Любопытно, что химическая активность органического вещества черных сланцев сильно возрастает на стадии катагенеза; как показано в работах Л.И. Потаповой и Ю.Н. Гурского [1972], О.К. Бордовского [1974] и особенно Т.В. Дроздовой и В.А. Чиненова [1974], дегидратация, битуминизация и другие изменения в составе органического вещества, протекающие в диагенезе и особенно усиливающиеся на стадии катагенеза и во время «главной стадии нефтеобразования», создают необычайно благоприятные условия для извлечения дополнительных порций металлов из пластовых вод; формирование никелевых и ванадиевых порфиринов на глубинах от 2000 до 3500 м показывает, что сапропланктонитовое вещество черных сланцев еще долго живет сложной геохимической жизнью и зачастую превращается в мощный геохимический барьер, способный накапливать в себе малые и редкие химические элементы.

Следует также иметь в виду, что подавляющее большинство чернослацевых интервалов в глинистых толщах представляют собой нефтегазоматеринские отложения; в ходе катагенетических преобразований они рождают нефть, газ и се-

роводородные скопления. Их формирование будет подробно рассмотрено в главе, посвященной геохимии катагенеза.

Здесь же следует только отметить, что по мере того, как чередование пород-коллекторов и нефтематеринских глин погружается в глубь осадочно-породного бассейна (ОПБ), между глинистыми толщами, а также дренирующими их коллекторами или зонами повышенной трещиноватости возникает флюидообмен, который то ослабевает, то усиливается в зависимости от ряда конкретных геологических обстоятельств.

Термолиз и термокатализ органического вещества в условиях повышающихся температур и давлений приводит к эмиграции из нефтематеринских пластов глин жидких и газообразных углеводородов, углекислоты, сероводорода и других активных компонентов. В близлежащих тектонических, стратиграфических и литологических ловушках эти компоненты накапливаются и образуют нефтяные и газовые залежи.

Характерно, что эмиграция сероводорода из черносланцевых отложений осуществляется довольно неравномерно. Она, по-видимому, впервые проявляет себя достаточно интенсивно при погружении глинистых пород на глубины порядка 1–2 км, где генерируется до 14% H_2S от всего РОВ этого этапа; в дальнейших процессах катагенеза генерируемая сероводородная составляющая постепенно уменьшается. Согласно подсчетам С.Г. Неручева с соавторами [1976], только 3,1% РОВ преобразуется в сероводород на стадии катагенеза.

Не следует сбрасывать со счетов возможность формирования абиогенного сероводорода за счет разложения сернистых нефтей; этот процесс, однако, гораздо чаще реализуется в песчаных и карбонатных пластах-коллекторах. Обычно этот путь образования связывают либо с широким распространением сернистых нефтей [Карцев, 1969], либо ссылаются на экспериментальное получение сероводорода из сернистых нефтей путем их нагревания до 160–180°С [Наметкин и др., 1934; Плюснин и др., 1939].

Итак, выше мы попытались показать, что влияние аридного климата на образование красноцветных карбонатных формаций сказывается в том, что в них возникают чрезвычайно контрастные геохимические образования. С одной стороны, благодаря соседству морских эвапоритовых залежей и граувакковых терригенных образований здесь легко формируются металлоносные хлоридные рассолы, содержащие повышенные количества Cu, Pb, Zn, Mo, Re, U, Se и ряда других металлов. С другой стороны, с красноцветными толщами часто ассоциируются черные или горючие сланцы, нефтяные залежи и сероводородные скопления, представляющие собой весьма активные геохимические экраны, способные на разных этапах восстанавливать и концентрировать рудные компоненты.

Реализация процессов стратиформного рудогенеза внутри или поблизости от красноцветных толщ запрограммирована всем ходом аридного осадкообразования. Их дальнейшее течение зависит от последующего тектонического развития региона и может осуществляться как на стадии диагенеза, так и на самых поздних этапах катагенеза и даже метаморфизма.

Взаимодействие сильно нагретых металлоносных рассолов с восстановителями и концентраторами (сланцевыми горизонтами, залежами нефти и газа и скоплениями сероводорода) в сущности и определяет все известные в литературе

случаи катагенетического стратиформного рудогенеза. Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что самые различные стороны этого явления, реализующегося в сформированных породах, оказываются, таким образом, предопределены еще на стадии седиментации в силу специфики аридного осадкообразования.

Литература

Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П. и др. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов // Советская геология. 1977. № 5. С. 56–68.

Асаналиев У. Литологические особенности формирования и размещения стратиформного свинцово-цинкового оруденения среднего палеозоя Срединного Тянь-Шаня. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Ташкент, ТГУ, 1969. 40 с.

Басков Е.А. О роли вадозных подземных вод и рассолов в формировании рудных месторождений // Труды ВНИИ. Нов. серия. 1968. Т. 155. С. 123–138.

Басков Е.А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 148 с.

Бордовский О.К. Органическое вещество морских и океанических осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974.102 с.

Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис). В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.:Мир, 1974. С. 157–194.

Бойко Т.Ф. Распределение редких элементов в галогенных отложениях // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 2. С. 457–460.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.

Валитов Н.Б., Валитов Р.Б. Роль температурного фактора в формировании сернистых нефтей и катагенного сероводорода в карбонатных коллекторах (экспериментальное исследование) // Геохимия. 1975. № 5. С. 168–205.

Валяшко М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 253–277.

Валяшко М.Г.,Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312–329.

Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1965. 250 с.

Ван Хутен Ф. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов. В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.:Мир, 1968. С. 421–435.

Ведеполь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в северо-западной Германии. В кн.: Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 398–415.

Вернадский В.И. О сероводороде в известняках и доломитах // Изв. РАН. 6 серия. 1917. Т.11. С. 1379–1388.

Власова Н.К. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1978. 22 с.

Власова Н.К., Валяшко М.Г. Экспериментальное исследование взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция // Геохимия. 1971. № 5. С. 610 –611.

Горжевский Д.И. О роли органического вещества в рудообразовании // Изв. ВУЗ'ов. Сер. геол. и разведка. 1987. № 1. С. 23–41.

Горжевский Д.И., Донец А.И. Происхождение свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау // Геология рудных месторождений.1989. Т. 31. № 1. С. 66–77.

Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. и др. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1990. 268 с.

Григорьев С.М. О связи между составом и свойствами горючих газов // Труды ИГИ АН СССР. Т.3. Изд-во АН СССР, 1954. С. 41–51.

Гуревич В.И. О метаморфизации подземных вод в процессах катагенеза. В кн.: Геология и геохимия. Изд-во АН СССР,1960. С. 259–263.

Капченко Л.Н., Кругликов Н.И. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1980. 272 с.

Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975.178 с.

Дерпгольц П.Ф. Гидросфера и хлор // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 43–57.

Джумалиев Т.Д. Структурно-фациальный анализ каменноугольных отложений Джергаланского района Тянь-Шаня и закономерности пространственной локализации в них пластовых руд свинца. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Фрунзе: ГИН Кирг.ССР, 1969. 26 с.

Дроздова Т.В., Чиненов В.А. Порфириновые структуры в современных и древних отложениях. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 111–122.

Зайцев И.К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР // Бюлл. Всесоюзн. научно-исслед. геол. ин-та (ВСЕГЕИ). Вып.1. 1958.С. 123–136.

Зайцев И.К., Толстихин И.И., Басков Е.А. и др. Гидрохимическая карта СССР и объяснительная записка к ней. Л.:ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1960. 58 с.

Зеленов К.К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива // Труды ИГН АН СССР. Вып. 165. 1955. С. 3–182.

Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М: Недра, 1969. С. 3–150.

Кашинцева Е.Н., Шмариович Е.М. Состав растворов, формировавших стратиформные месторождения полиметаллов Южного Казахстана и Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 26–32.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО Геоинформнаук, 2000. 511 с.

Комарова Г.В. Месторождения, образованные восходящими жильными водами. В кн.: Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. С. 230–248.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг). М.: Наука, 1983. 282 с.

Константинов М.М. К вопросу о роли диагенеза и метаморфизма в формировании осадочных месторождений свинца и цинка // Разведка недр. 1952. № 5. С. 21–56.

Копелиович А.В. Эпигенез древних осадочных толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Кореневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 298 с.

Кормилец Ю.С. О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 133– 136.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и литогенеза в терригенных и вулканогенных породах // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 3. С. 677–680.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и литогенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 3–18.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблемы эпигенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып.221. М.: Наука, 1971. С. 9–34.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми. В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 323– 333.

Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 35–54.

Котлуков В.А. Горючие сланцы Белорусской ССР. В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М.: Недра, 1968. С. 32–81.

Кузнецов И.Г. Месторождения битуминозных известняков в Балкарии (Сев. Кавказ) // Изв. Геол. ком. 1928. Т. XLVII. № 8. С. 897–934.

Лебедев В.И. Энергия гидратации, ионный обмен и принципы образования существенно хлор-кальциевых глубинных вод. В кн.: Проблемы геохимии. М.: Недра, 1965. С. 237–243.

Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская гидротермальная система. М.: Наука, 1983. 239 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 247 с.

Лондон Э.Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях. В кн.: Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Недра, 1977. С. 111–119.

Лурье А.М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации и междуречье Гава-Кассан. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 147 с.

Лурье А.М. Месторождения меди в морских отложениях // Советская геология. 1974. № 1. С. 20–29.

Лурье А.М. Связь скоплений металлов в морских отложениях с подземным палеостоком. В кн.: Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 79–88.

Лурье А.М. Проблема генезиса медистых песчаников и сланцев. В кн.: Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). М.: Наука, 1989. С. 112–121.

Лурье А.М., Габлина И.Ф. Условия концентрации меди в экзогенном процессе. В кн.: Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 133–143.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 315 с.

Менард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 358 с.

Наметкин С.С., Казарновская О.И., Соснина Е.Н. Нефти кавказских месторождений // Нефтяное хоз-во, 1934. Т. 9. № 37. С. 55–86.

Неймышев М.В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Северного Тянь-Шаня. В кн.: Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе, 1967. С. 115–121.

Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород. В кн.: Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 161–187.

Осипова А.И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород. В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 415–428.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 245 с.

Пастухова М.В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 1. С. 31–53.

Пиннекер Е.В. Рассолы ангарского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.

Плюснин Н.Н., Никонова А.И., Спасский Е.А. К проблеме устойчивости ишимбаевских нефтей // Нефтяное хоз-во. 1939. Т. 46. № 2. С. 11–28.

Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями // Труды Инст. геол. АН Кирг.ССР. Вып. VI. 1955. 58 с.

Потапов Л.И., Гурский Ю.Н. Процесс преобразования органического вещества Черного моря по данным люминесцентно-микроскопического изучения осадков // Геохимия. 1972. № 8. С. 997–1005.

Ратеев М.А. Соотношение аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 2. С. 32–63.

Самойлов О.Я., Соколов Д.С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод // Изв. АН СССР. Отд. хим. наук. 1957. № 3. С. 72–81.

Селицкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Генезис сверхкрепких хлоридно-кальцинвых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна по данным масс-спектрометрическим определениям дейтерия и O^{18} // Бюлл. МОИП. Новая серия. 1973. Т. 48. Вып. 4. С. 140–141.

Снайдер Ф.Г., Гардеман П.Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. В кн.: Рудные месторождения США. Т. I. М.: Мир, 1972. С. 42–80.

Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы. Автореф. дисс. ... канд. геол-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 26 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I – 212 с., Т. II – 574 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 531 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С. 3–21.

Титова А.П. Закономерности размещения и критерии прогнозирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Срединном Тянь-Шане. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. 1991. 34 с.

Фивег М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения // Труды Всес. научно-иссл. ин-та галургии. Вып. 35. 1959. С. 244–250.

Филатов К.В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий // Мат-лы к познанию геологии стран СССР. Вып. 8(12). Изд-во МОИП, 1947. Вып. С. 69–99.

Филатов К.В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 208 с.

Хейл А.В. Месторождение цветных металлов Верхнемиссисипской долины. В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 11–41.

Хейл А.В., Ландис Дж., Зартман Р. Обзор изотопных данных о происхождении месторождений типа долины Миссисипи. В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 550–584.

Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. Вып. 19. 1961. С. 34–44.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 292 с.

Холодов В.Н. Физико-химическая наследственность в процессах осадочного рудообразования в свете современных данных // Вестник ОГГГН РАН. 1998. № 1. С.153–175.

Холодов В.Н. Проблемы стадиального анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–136.

Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. О эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–62.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования черных сланцев. В кн.: Седикахиты на разных стадиях литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 135– 147.

Хрусталев Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов: Изд-во РГУ, 1978. 207 с.

Хрущев Д.П., Байбаков С.А., Галай С.А. и др. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев.: Изд-во ИГ и ФМ УССР, 1979. 56 с.

Шатский Н.С. Фосфатоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Труды совещания по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7–59.

Шмариович Е.М., Холодов В.Н. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3–32.

Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

Энсайн К.О., Уайт У.С., Райт Дж.К. и др. Медные месторождения Уайт-Пайн и сланцы Нонсач, штат Мичиган. В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 602–628.

Bailey S.W., Cameron E.N. Temperatures of mineral formation in bottom lead-zinc deposits of the Upper Missisipi Valley as indicated by liquid inclusions // Econ. Geology. 1951. V. 46. P. 626– 649.

Clayton R.N., Friedman J., Graf D.L. et al. The origin of saline formation waters. Isotopic composition // Journ. Geophys. Research. 1966. № 71. P. 3869–3882.

Davidson C.F. A possible model of origine of strata-bound copper ores // Economic Geology. 1965. V. 60. P. 942–954.

Davidson C.F. Some genetic relationships between ore deposits and evaporates // Trans. Inst. Minig. Metal. 1966. V. 75. P. B216–225.

Doe B.R. Lead isotopes. In: Minerals, rocks and inogranic materials. Berlin – Heidelberg – New-York: Springer – Verlag, 1970. P. 42–83.

Erickson R.E. Temperatures of a calcite deposition in the Upper Missisipi Valley lead-zinc districts // Econ. Geology. 1965. V. 60. P. 506–528.

Feely H.W., Kulp J.L. Origin of Gulf Coast salt dome sulphur deposits // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. V. 41. № 8. P. 52–83.

Hall W.E., Friedman L. Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite distict, Illinois and the Upper Missisipi Valley zink-laad district // Econ. Geology. 1963. V. 58. P. 886–911.

Miller D.N., Folk K.L. Occurence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments new approach to significance of red beds // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1955. V. 39. № 3. P. 31–54.

Renfro A.R. Genesis of evaporite associated stratiform metalliferous deposits a sabhka process // Econ. Geol. 1974. V. 69. P. 33–45.

Rentzch L. The Kupferschiefer in comparison whith the deposits of the Zambian copperbelt // Soc. Geol. Belgique. 1976. P. 403–426.

Roedder E. Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 474–479.

Roedder E., Ingrem B., Hall W. Studies of fluid inclusions. Extraction and quantitative analysis of inclusions in milligram range // Econ. Geol. 1963. V. 58. P. 153–174.

Sittler C. Relations sedimentologiques entre divces bassins oligocenes de l'Est de la France. 1er coll. Inst. Strat. Paleog., Bordeaux, 1962. 208 p.

Smith G.E. Sabkha and tital-flat facies control of stratiform copper deposits in North Texas. Oklahoma Geol. Survey, 1976. V. 77. P. 25–39.

Vine I.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of Lower Eocene Sandstones in the Rocky Mointain Region // Geol. Surv. Prof. Paper. Wash. 1973. V. 789. 36 p.

Walker T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1967. V. 78. № 3. P. 21–59.

White W.S. The Keweenawan lavas of Lake Superior an exaple of flodd basalts // Amer. Journ. Sci. 1960. V. 258-A. P. 367–374.

White W.S. The native copper deposits of northern Michigan. In: Ore deposits of the United States, Am. Inst. Mining Metal. and Petroleum Enginerts. 1968. V. 1. P. 308–325.

White W.S., Wright J.C. Lithofacies of the Copper Harbor conglomerate northern Michigan. US Geol. Surv. Prof. Paper, 1960. V. 400-B. P. B5-B8.

ГЛАВА 13
БИОСФЕРА И АКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ И РУДЫ

О геохимических особенностях биосферы

Понятие биосфера, или сфера жизни было введено в научную литературу Эдуардом Зюссом; позднее ее характеристика приводилась в работах А. Гумбольта, В.В. Докучаева, Н.И. Андрусова, Я.В. Самойлова, В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Л.А. Зенкевича, В.А. Успенского, Н.М. Страхова, А.В. Лапо, А.П. Лисицына, Н.Б. Вассоевича и многих других исследователей.

Современная биосфера пространственно полностью совпадает с зоной осадкообразования, которая подробно была рассмотрена в главе 1. Более того, присутствие биоса в зоне осадкообразования накладывает на реализующиеся здесь процессы минералообразования чрезвычайно яркий и устойчивый отпечаток.

Напомним, что на поверхности планеты жизнь размещается довольно неравномерно. В пределах континентального блока она образует одну пленку, покрывающую поверхность в виде растительного покрова и связанных с ним сообществ живых организмов. В Мировом океане она приобретает двухъярусное строение; на поверхности вод концентрируется пленка фито- и зоопланктона, тогда как на дне ее отражением является бентос. В промежутке между ними располагаются сообщества морских организмов, формирующих сложные трофические цепи и генетически тесно связанных как с верхним, так и с нижним ярусом жизни.

Общую биомассу органического вещества на планете подсчитать довольно трудно; следует учитывать слабую геохимическую изученность различных групп растений и животных, удивительную геохимическую пестроту объекта, неоднородность распространения живого вещества, методические сложности при определении химического состава живых организмов и ряд других усложняющих обстоятельств.

В.И. Вернадский [1934] определил общую биомассу органического вещества (ОВ), участвующего в современных процессах, в $5 \cdot 10^{12}$ т, Р.М. Вильямс [Williams, 1969] в – $0{,}82 \cdot 10^{12}$ т, а Д.В. Мензель [Menzel, 1974] – в $0{,}665 \cdot 10^{12}$ т. Согласно расчетам В.А. Успенского [1956; 1970], биомасса оценивается в $1{,}8–1{,}9 \cdot 10^{12}$ т $C_{орг}$, хотя Н.В. Вассоевич [1973] увеличивает ее до $1{,}5 \cdot 10^{16}$ т органического углерода.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на сравнительно небольшую массу, биос играет огромную роль в процессах осадконакопления и осадкообразования, что блестяще показал В.И. Вернадский [1934; 1950]. Прежде всего, необходимо отметить, что биосфера теснейшим образом связана с атмосферой, с ее газовым составом и газовым обменом. Действительно, фотосинтез, характерный для растительного мира, полностью определяется извлечением атмосферной углекислоты и выделением газообразного кислорода, дыхание животных представляет собой

обратный процесс извлечения кислорода и выделения углекислоты. После смерти и растения, и животные синтезируют огромное количество разнообразных газов – углекислоты, аммиака и др. Газовый обмен, несомненно, является характернейшей особенностью биосферы.

Не менее важной отличительной особенностью биосферы является ее обводненность. Общеизвестно, что растительные и животные организмы в своих телах содержат огромное количество свободной и связанной воды. Кроме того, вода является той средой, в которой осуществляется подавляющее количество всех химических и биохимических процессов биосферы. Именно поэтому почти все гидрохимические типы воды на Земле оказываются населенными макро- и микроорганизмами. «Вода без жизни в б и о с ф е р е неизвестна; ничтожные по весу такие ее нахождения являются редкими – временными – минералами; таковы воды, богатые свободной серной или соляной кислотой вулканов, может быть некоторые рассолы – и только» – писал В.И. Вернадский [Вернадский, 1950, т. 4, кн. 2, с. 75].

Весьма характерной чертой биосферы является ее способность к самовоспроизведению, которая в конечном счете рождает повсюдность развития биоса, давление жизни и постоянство биомассы в условиях каждой отдельно взятой экологической ниши. Способность организмов, входящих в состав биосферы, воспроизводить себе подобных в свое время удивило биологов XIX века. Так, например, К. Эренберг [Ehrenberg, 1854] доказал, что одна диатомея, разделяясь на части, может, если не встретит к тому препятствий, в восемь дней дать массу материи, равную объему нашей планеты, и в течение последующего часа удвоить эту гигантскую биомассу.

Позднее Ф. Кон [Cohn, 1897] установил, что бактерия может в течение четырех с половиной суток дать потомство в 10^{36} индивидуумов, которое способно заполнить океан и вес которых превысит вес последнего, так как удельный вес бактерий больше удельного веса морской воды.

С этими же явлениями связаны те катастрофические события, которые В.И. Вернадский [1934] называл «взрывами жизни»; он относил к ним набеги саранчи, экспансию мышей, крыс в городах, внезапное размножение кремневых диатомей в Адриатике, «цветение» озер, рек, болот и прудов. Как мы увидим далее, именно давление жизни в океане часто стирает границы между аридными и гумидными областями и стимулирует образование группы аклиматических скоплений черных сланцев, фосфоритов, карбонатов и кремней.

Еще одна очень важная особенность биосферы заключается в ее тесной связи с внеземным пространством. Впервые влияние солнечных пятен на земной магнетизм отметил Р. Вольф, который утверждал, что цикличность пятнообразования на Солнце активно воздействует на магнитное поле Земли, а через него – на процессы в биосфере. Позднее, в монографии выдающегося русского ученого А.Л. Чижевского «Земное эхо солнечных бурь» был выявлен и описан огромный круг земных биологических явлений, подчиненных «ритму Солнца» – от вспышек массового размножения саранчи до средней успеваемости школьников [Чижевский, 1973].

Можно надеяться, что последующие исследования ядра Галактики и ближнего Космоса помогут объяснить многие стороны развития биосферы Земли; особенно обнадеживающими в этом отношении представляются наблюдения над ритмическими и циклическими биологическими процессами, получившими особенно широкое распространение в последнее время (см., например, [Назаров, 1990; Атлас..., 2002] и др.).

Характерная часть биосферы, как динамической системы является ее *неравновесность*; последняя возникает в результате работы органического вещества и притока солнечной энергии. Изучение термодинамики живых систем позволило Э. Бауэру сформулировать так называемый принцип *устойчивого неравновесия* живых систем: «... только живые системы никогда не бывают в равновесии и используют за счет своей свободной энергии постоянно работу против равновесия, требуемого законами физики и химии при существующих внешних условиях...» [Лапо, 1987, с. 31]. Иначе говоря, как показали И. Пригожин [Prigogine, 1947], а также И. Пригожин и Р. Дефей [1966] на протяжении всей своей жизни организмы сохраняют довольно высокую степень организованности и даже увеличивают ее, теряя только после своей смерти. Это означает, что они эволюционируют в сторону понижения энтропии, представляют собой открытые физико-химические системы и поэтому к биосферным явлениям не применимы законы *равновесной* термодинамики. Само собой разумеется, что это ограничивает возможность физико-химической интерпретации минералообразования в осадочном процессе, где вырисовывается огромная количественная роль биосферных явлений.

Как показал В.И. Вернадский, биосфера совершает огромную геохимическую работу; она организует ту массу химических элементов, из которых состоит живое вещество. Это, прежде всего, кислород (70%), углерод (18%), водород (10,5%) и азот (0,3%). Кроме них, по данным А.П. Виноградова [1954], в нем концентрируется 1,21% водных мигрантов – Ca, K, Si, Mg, P, S, Na, Cl, Fe и сравнительно небольшое количество микроэлементов – Al, Ba, Sr, Mn, B, TR, Ti, F, Zn, Rb, Cu, V, Cr, Br, Ge, Ni, Pb, Sn, As, Co, Li, Mo, Cs.

В стратисфере, или осадочной оболочке Земли, формируется целый ряд геохимических узлов, в которых живое вещество взаимодействует с осадочными и вулканогенно-осадочными минеральными образованиями, трансформируя и преобразуя их. Это так называемые «биокосные системы», выделенные В.И. Вернадским в особую группу геохимических образований; в них влияние живых организмов особенно тесно сплетается с осадочным минералообразованием. К биокосным системам принадлежат современные почвы, коры выветривания, торфяники и болота, сапропели, илы конечных водоемов стока, водоносные горизонты. Захороняясь в толще осадочных отложений такие биокосные системы создают области «былых » биосфер – массу биогенных и минеральных образований, связанных с деятельностью древних, ныне уже исчезнувших биогенных сообществ.

Подводя итоги всему изложенному в данном разделе книги, можно сказать, что биосфера вырисовывается как пронизанная жизнью и регулируемая наружная оболочка планеты, развитие которой определяется не только эндогенными силами, но, главным образом, постоянным притоком солнечной энергии. Основным признаком биосферы является обязательное участие в ее процессах живого органического вещества. Биосфера отличается постоянным присутствием воды, тесной связью с атмосферой и огромной способностью к воспроизводству, что в водной среде морей и океанов способствует образованию биклиматических скоплений – черных сланцев, фосфоритов, карбонатных осадков и кремней.

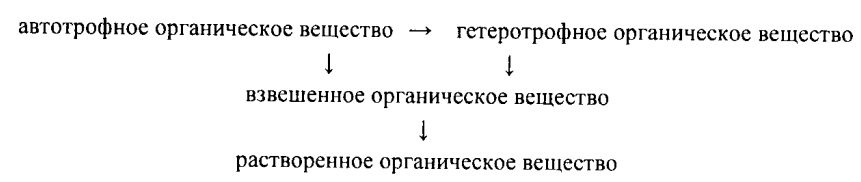
Преобладание биоса в верхних оболочках Земли ограничивает применение законов равновесной термодинамики к объяснению многих процессов минералообразования в зоне гипергенеза. Биосфера продуцирует газовую оболочку Земли, а внутри планеты сохраняются области былых биосфер, в которых захороняются до-

вольно большие количества ОВ и связанных с ним химических элементов. В свою очередь, захороненное органическое вещество, трансформируясь, образует углеводородные газы, нефть, битумоиды и другие производные биосферы.

Если вслед за Б.А. Скопинцевым, В.А. Успенским, Н.М. Страховым и Е.А. Романкевичем принять, что общее количество органического вещества на Земле в настоящее время оценивается величиной $1{,}8–1{,}9 \cdot 10^{12}$ т $C_{орг}$, то очень важно четко разграничить три формы его существования. *Автотрофные* организмы, представленные преимущественно растениями и бактериями, создают органическую массу за счет CO_2 воздуха и растворенных минеральных компонентов почвы. Они трансформируют эти компоненты с помощью солнечной энергии и выделяют свободный кислород, уходящий в атмосферу. Общее количество таких «созидателей» В.А. Успенский [1956; 1970] оценивает в $539{,}68 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$. Бок о бок с ними существуют *гетеротрофные* организмы – бактерии и животные, использующие для воспроизводства готовое органическое вещество. Эти «созидатели – разрушители» обычно, поглощая кислород, возвращают в атмосферу углекислоту, азот и другие компоненты. Их общая биомасса определяется в $1{,}54 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$. И автотрофная, и гетеротрофная биосферы в результате сложной физиологической деятельности генерируют взвешенное в воде и растворенное органическое вещество.

Взвешенное ОВ включает в себя и живое, и мертвое вещество; в различных частях современного Мирового океана оно было исследовано Е.А. Романкевичем [1977]. Согласно подсчетам Д.В. Мензеля [Menzel, 1974], общее его количество оценивается в $14 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$; Е.А. Романкевич приводит цифру $15 \cdot 10^9$ т $C_{орг}$. При этом количество неживого ОВ во взвесях составляет 72–99,5% от всей массы ОВ. Количество растворенного органического вещества, представляющего собой промежуточный продукт минерализации растений, животных или бактерий, огромно; оно составляет $1300 \cdot 10^9$ т.

Как подчеркнул Н.М. Страхов [1960], между разными формами существования органического вещества в зоне осадкообразования существует равновесие, несколько варьирующее во времени:



В целом, приведенная структура современной биосферы определенно указывает на главную ее направленность – огромный поток органического углерода, обращенный в сторону захоронения ОВ, его минерализации и создания следов былых биосфер в стратисфере.

Попытку дать количественную оценку массы органического углерода, заключенного в следах былых биосфер неогея (1,6 млрд лет), предпринял А.Б. Ронов [1993]; при этом этот исследователь рассчитывал общую массу $C_{орг}$ как сумму рассеянных форм органического вещества, а также массы $C_{орг}$, связанные с горючими сланцами, нефтями и другими каустобиолитами стратисферы. В этих расчетах по континентальному блоку учитывались материалы Н.Б. Вассоевича с сотрудниками [1973] и Дж. Ханта [1982], а по океанскому чехлу – А.П. Лисицына [1980], М.А. Левитана с соавторами [1980] и В.Я. Троцюка с соавторами [1984]. В результате было установ-

лено, что общая биомасса, заключенная в остатках былых биосфер, оценивается величинами $1{,}09–1{,}13 \cdot 10^{18}$ т $C_{орг}$; очевидно, что это количество более чем на шесть порядков превышает биомассу современной биосферы ($1{,}8–1{,}9 \cdot 10^{12}$ т $C_{орг}$).

Следует подчеркнуть, что современный континентальный блок Земли и Мировой океан содержат разные массы органического вещества, что хорошо видно при анализе таблицы 54.

Таблица 54. Распределение живого и растворенного органического вещества на континенте и в океане (в тоннах $C_{орг}$) [Успенский, 1970]

Фации и типы органического вещества	Автотрофы	Гетеротрофы	Растворенное ОВ
Континенты			
древесная растительность	$517 \cdot 10^9$	$0{,}72 \cdot 10^9$	нет
травы и посевы	$16{,}5 \cdot 10^9$		
болотная растительность	$6{,}2 \cdot 10^9$	$0{,}01 \cdot 10^9$	нет
реки и озера	$0{,}05 \cdot 10^9$	$0{,}03 \cdot 10^9$	$0{,}5 \cdot 10^9$ (вынос в океаны)
Континенты, всего	$539{,}75 \cdot 10^9$		
Океан			
фитобентос	$0{,}45 \cdot 10^9$	$0{,}78 \cdot 10^9$	$1300 \cdot 10^9$
фитопланктон	$0{,}27 \cdot 10^9$		
Океаны, всего	$0{,}68 \cdot 10^9$		
Всего	$540{,}43 \cdot 10^9$	$1{,}54 \cdot 10^9$	$1300 \cdot 10^9$

Из таблицы следует, что подавляющая часть биомассы сосредоточена на континентах, и только ничтожное ее количество локализовано в Мировом океане. Эта закономерность хорошо проявляет себя как в автотрофной, так и в гетеротрофной группе организмов; исключение составляет растворенное в воде ОВ, которое по самой своей природе локализуется главным образом в конечных водоемах стока – морях и океанах.

Совершенно иначе ведет себя продуктивность современной биосферы, что четко отражено в таблице 55.

Из таблицы следует, что океаны почти в два раза опережают континенты по годичной генерации органического вещества, причем эта закономерность характерна как для автотрофов, так и для гетеротрофов. Обратные соотношения между биомассой и годовой продуктивностью на суше и в океане находят свое объяснение в распространении среди них разных групп организмов. Действительно, одноклеточный фитопланктон и бактериопланктон морей и океанов отличаются небольшими размерами особей и изумительной частотой смен поколений; 300–500 поколений в год, типичные для этих сообществ, обеспечивают огромный годовой прирост биомассы. Наоборот, растения-гиганты, широко развитые на суше, отличаются большим долголетием и медленной сменой поколений. Это обстоятельство отрицательно сказывается на величине годовой продукции автотрофов и приводит к ее явному отставанию.

Таблица 55. Распределение годовой продукции органического вещества на континентах и в океане (в тоннах $C_{орг}$) [Успенский, 1970]

Фации и типы органического вещества	Автотрофы	Гетеротрофы	Растворенное ОВ
Континенты			
древесная растительность	$9{,}3 \cdot 10^9$	$14{,}7 \cdot 10^9$	
травы и посевы	$8{,}7 \cdot 10^9$		
болотная растительность	$6{,}2 \cdot 10^9$	$0{,}4 \cdot 10^9$	
реки и озера	$0{,}728 \cdot 10^9$	$0{,}6 \cdot 10^9$	$0{,}5 \cdot 10^9$
Континенты, всего	$24{,}93 \cdot 10^9$	$15{,}7 \cdot 10^9$	
Океан			
фитобентос	$0{,}97 \cdot 10^9$		
фитопланктон	$40 \cdot 10^9$	$41{,}4 \cdot 10^9$	$5 \cdot 10^9$ за счет разложения планктона
Океан, всего	$\sim 40{,}97 \cdot 10^9$	$41{,}4 \cdot 10^9$	$5{,}5 \cdot 10^9$

Итоги анализу соотношений биомассы и биопродуктивности подводит таблица 56, где В.А. Успенский [1970] представил их в процентах от соответствующих параметров всей современной биосферы.

Таблица 56. Относительная биомасса и продуктивность суши и океана (%) [Успенский, 1970]

Области биосферы		Углерод автотрофных организмов		Углерод гетеротрофных организмов	
		Биомасса	Годовая продукция	Биомасса	Годовая продукция
Суша	педосфера	99,79	36,98	46,91	25,88
	болота	0,12	0,92	0,68	0,79
	озера и реки	0,01	1,09	1,26	1,18
Океан		0,14	61,01	51,15	72,15
Сумма		100	100	100	100

Очевидно, что максимальная биомасса автотрофных организмов располагается на суше, тогда как продуктивность – в Мировом океане. Более сложное поведение биомассы и продуктивности гетеротрофов обычно объясняется их зависимостью от возобновляющейся массы питательных веществ; именно поэтому в отличие от автотрофов их биомасса столь увеличена в океане.

Довольно существенно также варьирует на суше и в океане элементный и групповой состав организмов, входящих в состав биосферы; их усредненная химическая и групповая характеристика, по расчетам В.А. Успенского [1970], приводится в таблице 57.

Таблица 57. Средняя характеристика органического вещества различных групп организмов, составляющих биосферу (%)

Группы организмов	Элементный состав				Групповой состав				
	C	H	N	S+O	Липиды	Белки	Целлюлоза, хитин	Прочие углеводы	Лигнин, кутин
деревья	50,0	6,1	0,2	43,7	2,2	1,2	46,4	24,9	25,3
луговые и степные травы	50,0	6,1	1,4	42,5	4,3	9,7	28,9	25,5	31,6
водные цветковые растения и донные водоросли	47,2	6,2	2,8	43,8	3,3	20,1	17,7	52,9	6,0
планктонные водоросли	48,2	7,7	7,2	36,9	7,5	45,5	7,0	40,0	–
зообентос и наземные беспозвоночные (моллюски, насекомые, черви)	51,8	8,0	10,3	29,9	9,6	63,2	10,5	16,7	–
зоопланктон, рыбы, наземные позвоночные	52,4	7,9	11,7	28,0	23,3	68,7	3,3	4,7	–

Нетрудно увидеть, что растительность суши (деревья, луговые и степные травы) отличаются присутствием инкрустирующих элементов скелетного и покровного назначения, которые слагаются лигнином и целлюлозой. Наоборот, планктонные и бентосные организмы морей и океанов характеризуются распространением белков и липидов, что обусловлено их водным образом жизни; они не нуждаются в скелетных тканях. Преобладание липидных элементов – жирных кислот, восков, стеаринов – является характерной особенностью биосферы конечных водоемов стока.

Захоронение органического вещества и образование аклиматических биогенных отложений

Процесс захоронения органического вещества на континентах и в океанах имеет два тесно связанные между собой аспекта. С одной стороны, органика трансформируется и перерабатывается в трофических цепях самой биосферы, проходя сквозь многие сосуществующие организмы, меняя свой состав и расходуясь на разнообразные биохимические (физиологические) реакции. В этом процессе биогенного разложения и уничтожения органического вещества очень большую роль играют бактериально-микробные сообщества, которые изменяют и расходуют органику как в аэробных, так и в анаэробных средах [Заварзин, 2003]. С другой стороны, труппы организмов на пути к захоронению разлагаются чисто физико-химическим путем, под действием кислорода воздуха и высокой температуры.

Интенсивность потерь органического вещества после смерти организмов, составляющих биосферу, и до их захоронения, в соответствии с представлениями Н.М. Страхова [1960], зависит от трех главных факторов: 1) физико-химического разложения; 2) длительности процесса; 3) температуры среды.

Главным процессом, определяющим возможность существования ОВ в зоне осадкообразования, является многократно упомянутая нами в предыдущих разделах реакция горения:

$$C_6H_{12}O_6+6O_2=6CO_2+6H_2O+\text{тепло ккал.}$$

Ее реализация полностью зависит от количества кислорода; естественно, что в аэробной среде разложение органического вещества будет осуществляться чрезвычайно интенсивно, тогда как в анаэробной она будет замедляться. Роль и значение среды в разложении органического вещества разного состава хорошо характериуют эксперименты А. Ваксмана, Б.А. Скопинцева и др. На рис. 13.1, заимствованном из монографии Н.М. Страхова [1960], воспроизведены результаты экспериментов А. Ваксмана [1937] по воздействию кислорода на разложение растительного материала в аэробных и анаэробных средах. Очевидно, что свободный доступ кислорода быстро приводит к полному разложению органического вещества разного состава; даже устойчивый лигнин быстро разлагается в аэробных средах.

Приведенный материал заставляет думать, что в субаэральных обстановках, обычно господствующих на суше, органическое вещество после отмирания оказывается весьма неустойчивым и интенсивно разлагается. Наоборот, субаквальная среда конечных водоемов стока (озер, морей и океанов) с ее весьма распространенными анаэробными средами благоприятствует массовому захоронению органического вещества биосферы и образованию «следов» бывших биосфер. Само собой разумеется, что увеличение длительности взаимодействия органических остатков с кислородом, а также повышение температуры системы будут способствовать уменьшению массы захороняющихся органических остатков.

Общее количество потерь органического вещества после его гибели и до захоронения даже для субаквальной среды довольно значительно. В конечных водоемах стока (в озерах, морях и океанах) оно будет зависеть от первичной продукции фитопланктона, потребления его гетеротрофами, глубины водоема, газового состава его вод, фациальных обстановок данного участка и многих других факторов. Согласно расчетам Е.А. Романкевича [1977], в океанах в среднем ежегодно на дно осаждается 5–15% $C_{орг}$ от первичной продукции водоемов и поступления ОВ с суши. Количество захороняющегося ОВ в разных водоемах зоны осадкообразования В.А. Успенский [1970] оценил с помощью коэффициента фоссилизации – % отношения захороняющегося ОВ от поступающего. Эта величина изменяется следующим образом: для болот – 8,1%, для озер – 3–5%, для шельфовых областей моря – 1%, для глубоководных частей океанов – 0,06%. Близкие значения коэффициента фоссилизации приводит Е.А. Романкевич [1977], определивший его значение для подводных окраин в 2,15%, а для ложа океана – 0,05%.

Распределение органического вещества в современных конечных водоемах стока (озерах, морях и океанах) слабо контролируется климатической зональностью. На рис. 13.2 приводится карта локализации годовой продукции фитопланктона, составленная по данным О.И. Кобленц-Мишке с соавторами [1970], А.П. Лисицына [1974] и Е.А. Романкевича [1977]. Очевидно, что ее распределение в поверхностных слоях морских вод в основном подчиняется циркумконтинентальной зональности и мало зависит от расположения климатических зон на континентах.

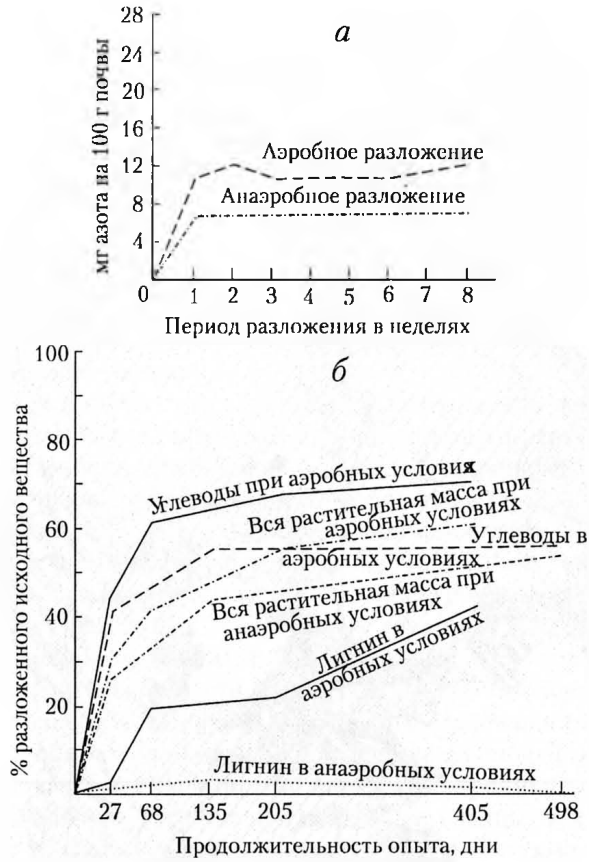


Рис. 13.1. Влияние аэрации на разложение органической массы [Ваксман, 1937]
а – разложение люцерны; *б* – разложение овечьего навоза в аэробных и анаэробных условиях, измеряемое выделением азота

Очень похожа на карту годовой продукции планктона карта распределения органического вещества в поверхностном слое осадков Мирового океана; она уже рассматривалась нами в главе 7 (рис. 7.8). Ее сравнение с картой типов современного литогенеза (см. главу 4, рис. 4.1) убеждает в том, что биосфера Мирового океана полностью освоила субаквальную среду как единую экологическую нишу, и ее распространение в современных водоемах плохо увязывается с климатической зональностью континентов, выходит, так сказать, из-под климатического контроля. Эта особенность современной биосферы довольно часто прослеживается при анализе поведения «былых» биосфер и, в первую очередь, при оценке распространения так называемых аклиматических образований, к которым Н.М. Страхов [1960] отнес черные сланцы, фосфориты, карбонатные и кремнистые отложения.

Черные сланцы представляют собой довольно большую группу осадочных пород; как правило, они представлены тонкослоистым чередованием органического вещества и глинистого, карбонатного или кремнистого материала. Органическое вещество неизмененных сланцев в основной массе принадлежит к сапро-

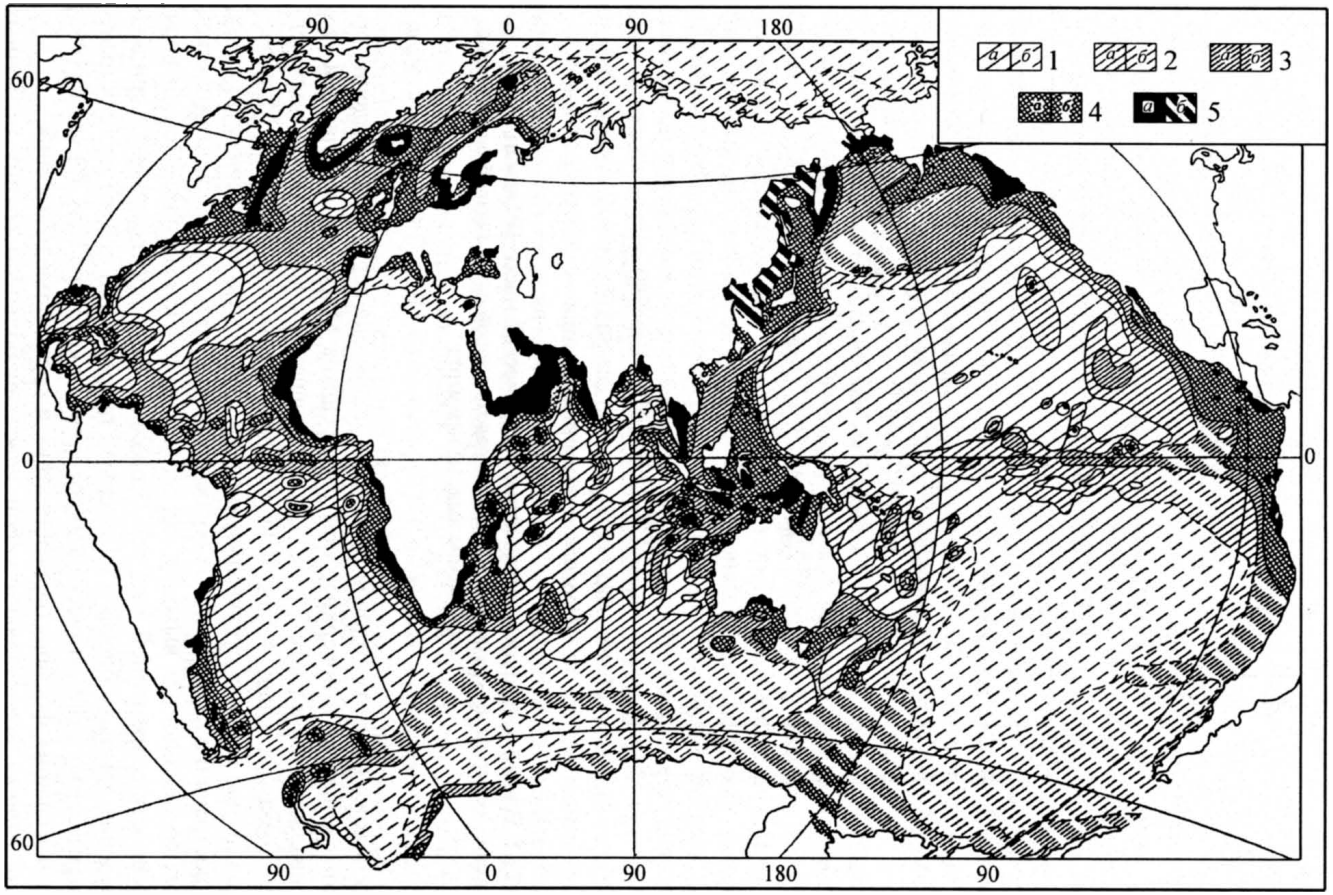


Рис. 13.2. Распределение продукции фитопланктона в океане, мгС/м^2, в сутки [Романкевич, 1977]
1 – < 100; 2 – 100–150; 3 – 150–250; 4 – 250–500; 5 – > 500.
а – прямые измерения; *б* – косвенные данные

пелеям планктогенно-бентогенного происхождения. Содержание рассеянного органического вещества в этих породах позволяет различать 3 группы образований. При содержании РОВ до 8% исследователь имеет дело с битуминозными глинами, глинисто-карбонатными или глинисто-кремнистыми породами. В случае, если содержание РОВ возрастает до 8–20% породы получают наименование доминикитов; это название они получили от доманикской свиты девона Приуралья, где эти нефтематеринские отложения пользуются очень широким распространением. Иногда сходные черносланцевые породы получают местные названия – баженити, менелиты и др. Если содержания РОВ в черносланцевых толщах превышают 20%, они называются горючими сланцами; скопления каустобиолитов этого типа приобретают самостоятельное промышленное значение и разрабатываются как топливо.

При погружении в глубь стратисферы в области высоких температур и давлений черные сланцы обычно становятся источником нефти, газа и др. нафтоидов; генетические соотношения скоплений осадочных сапропелей и разнообразных каустобиолитов хорошо воспроизвели В.А. Успенский и О.А. Радченко [1947]. Они показаны на рис. 13.3. Следует обратить внимание на то, что в процессе вторичных преобразований органического вещества разных генетических групп происходит значительная потеря массы РОВ, общее обуглероживание органики и полная нивелировка различных генетических групп ОВ; через антрациты и антраколиты они переходят в графит. В результате развития вторичных преобразований – потери значительной части ОВ в связи с нефтегазообразованием и обуглероживание оставшегося материала – в древних осадочных отложениях возникает еще одна группа пород – углеродсодержащие сланцы. Таким образом, черные сланцы включают в себя глинисто-карбонатно-кремнистые породы, обогащенные РОВ, доманикиты, горючие и углеродистые сланцы. Так же как современное органическое вещество способно концентрироваться в гумидных и в аридных обстановках, древние субаквальные черные сланцы образуются в очень широком диапазоне климатических условий. Локализация этих образований в древних осадочных отложениях различных регионов Мира показана в таблице 58.

Таблица 58. Закономерности распределения черных сланцев в фанерозойских отложениях планеты

Гумидная зона	Аридная зона
Mc (миоцен). Чокракско-караганские отложения Предкавказья, Россия	P (пермь). Мансфельские сланцы цехштейна, Германия, Западно-Европейская платформа
Ec (эоцен). Хадумские отложения Предкавказья, Россия	P_1 (нижняя пермь). Черные сланцы Предуральского прогиба, Россия
J_3-Cr (юра-мел). Волжские сланцы зоны Perisfinctes Panderi, Русская платформа, баженовская свита Западной Сибири, Россия	Cm (кембрий). Редкометальные черные сланцы Южного Китая
D (девон). Доманикские отложения Приуралья и Зауралья, Россия	Rf (рифей). Меденосные черные сланцы Нонсатч, штат Мичиган, США
S (силур). Кукерские горючие сланцы Эстонии и России	

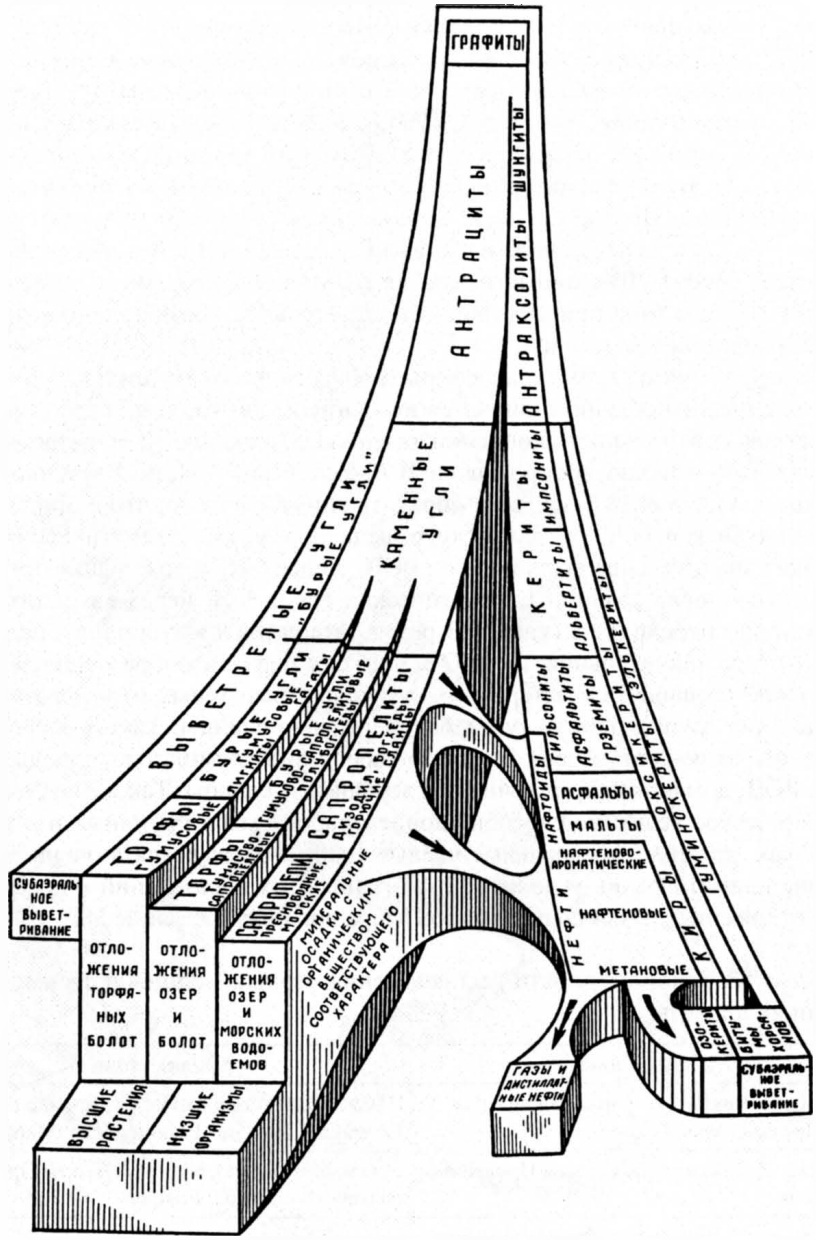


Рис. 13.3. Генетическая классификация каустобиолитов [Успенский, Радченко, 1947]

Очевидно, что морские черные сланцы биклиматичны; этот вывод сделал Н.М. Страхов [1960] и он, несомненно, до настоящего времени остается в силе. Более того, в той же работе Н.М. Страхов описал чрезвычайно широкое распространение доманикских черносланцевых отложений девона и показал, что в Предура-

лье и на Русской платформе они формировались в условиях гумидного климата, тогда как на островах к северу от Сибирской платформы – в аридных обстановках.

Можно предполагать, что доманикские черные сланцы не являются исключением из общих правил. В недавних работах Ю.О. Гаврилова [1994], а также Ю.О. Гаврилова с соавторами [1997] было исследовано глобальное абиотическое событие палеоцена, выразившееся в появлении обогащенных органическим веществом глин и доманикитов на огромной территории Евразии, Америки и Атлантического океана. Можно предположить, что и в этом случае проявилась биклиматичность черных сланцев, формировавшихся в фациальных обстановках мелководных палеоморей.

Вторым членом группы аклиматических отложений являются *фосфориты*. К фосфоритам принято относить осадочные образования, в которых содержание P_2O_5 превышает 18%. При этом главной составляющей фосфоритов являются гидрогенные коллоидные фосфатные минералы – франколит, даллит, курскит, подолит, штаффелит; вся эта группа минералов представляет собой фторапатит $[Ca_5(PO_4)_2F]$, в котором различные составные части замещены CO_2, и он частично перешел в карбонатапатит.

Описанию фосфоритовых месторождений посвящено огромное количество работ. Среди них следует отметить исследования Я.В. Самойлова, Г.И. Бушинского, А.В. Казакова, А.И. Смирнова, А.М. Тушиной, А.С. Соколова, П.Л. Безрукова, Б.М. Гиммельфарба, Н.А. Красильниковой, Э.С. Альтшулера, А.В. Ильина, П.К. Кука, М.У. Маккелхини, Р. Риггса, Э.А. Еганова, Ю.Н. Занина, Р. Тромпетте, Г.Н. Батурина, М.А. Жаркова, А.Л. Яншина, В.Н. Холодова, Р.К. Пауль, а в последнее время – А.Ю. Розанова, Г.А. Заварзина, Э.Л. Школьника, Л.М. Герасименко, Г.Т. Ушатинской и др.

В течение долгого времени в фосфатной геологии безраздельно господствовала физико-химическая гипотеза происхождения фосфоритов, принадлежащая А.В. Казакову. В последние годы несостоятельность этих представлений стала очевидной, и им на смену пришла биогенно-диагенетическая гипотеза фосфогенеза. Суть ее будет рассмотрена нами в последующих главах, здесь же следует подчеркнуть, что с позиций биогенно-диагенетического происхождения фосфоритовые залежи следует рассматривать как «следы» бывших биосфер. С таким положением хорошо гармонирует биклиматичность фосфоритовых месторождений, которая отчетливо вырисовывается при рассмотрении таблицы 59.

Приведенный материал однозначно подтверждает биклиматичность фосфоритовых месторождений и, таким образом, *генетически* связывает их с жизнью биосферы.

Очень важную роль в группе аклиматических осадочных образований играют карбонатные осадки и *карбонатные породы*. Полный анализ их типов, условий образования и закономерностей размещения читатель найдет в работах A.W. Grabau, L. Cayeux, М.С. Швецова, Л.М. Бириной, Р.Ф. Геккера, В.П. Маслова, И.В. Хворовой, Н.М. Страхова, Г.И. Теодоровича, F.Y. Pettijohn, R.W. Batherst, B.H. Purser, J.L. Wilson, J.D. Milliman, R.N. Ginsburg, G.V. Chilingar, R.W. Fairbridg, Г.А. Беленицкой, М.М. Грачевского, И.К. Королюк, В.Г. Кузнецова, J.F. Fagerstrom, M.E. Tucker, V.P. Wright.

Особый интерес среди этих работ представляет монография Н.М. Страхова «Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах» [1951], в которой впервые систематически были рассмотрены особенности современного

Таблица 59. Закономерности распределения фосфоритов в фанерозойских отложениях планеты

Гумидная зона	Аридная зона
Cr_2 (сеноман). Желваковые фосфориты Полпина, хоперские и актюбинские, Россия	Cr-Pg (мел-палеоген). Зернистые фосфориты Алжира, Туниса, Марокко (Африка)
J_3-Cr_1 (юра-мел). Желваковые фосфориты Вятско-Камского, Егорьевского м-ний, Россия, волжские фосфориты Русской платформы и фосфориты баженовской свиты, Сибирь	P (пермь). Пеллетовые фосфориты, Фосфория (США), Семук (Россия)
C (карбон). Фосфориты в сланцах Экка (Африка)	D (девон). Желваковые фосфориты Тенесси (США)
S (силур). Ракушечные фосфориты Эстонии, желваковые фосфориты Уэльса (Англия)	Cm (нижний кембрий). Пеллетовые фосфориты Каратау (Казахстан, Джорджина (Австралия), Юннань (Китай)
Cm (кембрий). Желваковые фосфориты в черных сланцах Каратау, Приморья (Россия, Казахстан)	

карбонатонакопления в конечных водоемах стока. Было показано, что насыщение природных вод $CaCO_3$ при 15°C и обычном парциальном давлении CO_2 соответствует величине 125 мг/л; это означает, что воды гумидных рек и морских водоемов, расположенных в гумидных зонах, существенно недосыщены карбонатами, и их осаждение на дно здесь происходит преимущественно биохимическим путем за счет жизнедеятельности организмов. Установлено, что в мелководной части гумидных морей и в прилегающих к гумидным зонам мелководных частях океанов формируются рифовые известняки (биогермы, биостелы, биостромы, биоморфные раковинные известковые осадки, скопления раковинок гастропод, пелеципод, морских ежей, фораминифер, фузулин, нуммулитов и др.), органодетритусовые осадки, состоящие из обломков раковинок морских организмов, псевдопелитоморфные илы, состоящие из раковинок кокколитофорид и их обломков, различимых только с помощью электронного микроскопа.

Существенно изменяется физико-химическая обстановка в мелководных теплых морях и в краевых частях океанов, прилегающих к аридным зонам континентов, где количество растворенного в водах CO_2 быстро уменьшается, и карбонаты местами достигают насыщения, что определяет возможность их химического осаждения. Наряду с карбонатными биогенными осадками здесь появляются признаки химического осаждения $CaCO_3$ – карбонатные оолиты и хемогенные корки. Однако общая схема биогенного карбонатонакопления в теплых морях мало отличается от гумидных водоемов.

В работе, специально посвященной осадконакоплению в океанах, Н.М. Страхов [1976] установил, что в отличие от мелководных частей океанов и морей, где растворимость $CaCO_3$ колеблется в пределах 125 мг/л, в пелагических частях океанов растворимость $CaCO_3$ всегда уступает этой величине. Благодаря этому поток биогенного материала, двигающийся от верхних слоев воды в глубь водоема на определенных глубинах начинает усиленно растворяться и в конце-концов полностью исчезает. Глубина, на которой осуществляется этот процесс, называ-

ется уровнем карбонатной компенсации (УКК). Как показали В. Бергер и Е.Л. Винтере [Berger, Winterer, 1974], а позднее В.Н. Свальнов [1991], средняя глубина, на которой расположен УКК в океанах, составляет 4500 м, причем минимум глубин наблюдается в Тихом океане (4200–4400 м), а максимум – в Атлантике (5000 м и глубже). Промежуточные глубины характерны для Индийского океана. УКК в сочетании с рельефом дна и количеством поступающего терригенного материала определяет закономерности распределения карбонатного материала в пелагиалях.

Нетрудно увидеть, что в целом карбонатный биогенный материал в осадках океанов и краевых морей тяготеет к берегам, т.е. так же как органическое вещество распределяется циркумконтинентально. В то же время общая схема распределения современного карбонатонакопления на площадях благодаря влиянию УКК и рельефа более прихотливо, что легко подтверждается при анализе соответствующих карт А.П. Лисицына [1974; 1977]. При этом образование современных карбонатных осадков в гумидных и аридных частях конечных водоемов стока мало отличается друг от друга. Это хорошо видно на рис. 13.4, где Н.М. Страхов [1960] сделал попытку сравнить между собой различные процессы осаждения $CaCO_3$ в океанах и малых водоемах гумидной или аридной области. При построениях были также учтены данные по древнему карбонатообразованию. Очевидно, что на рис. 13.4 карбонатный процесс выступает как типичное биклиматическое явление.

Геохимические особенности карбонатных осадков и карбонатных пород исследовались в работах К. Краускопфа [1958], Д. Графа [Graf, 1960], Ю.Х. Вольфа с соавторами [1971]. Было показано, что чаще всего с карбонатами ассоциируются концентрации Sr, Ba и Mn; реже встречаются повышенные содержания U, Th, Be, Co и иттрия.

В целом, однако, нельзя не согласиться с мнением К. Краускопфа о том, что обычно обогащение карбонатов элементами-примесями крайне незначительно. Именно поэтому карбонатный материал в осадочном процессе играет роль «разбавителя» других компонентов, что особенно подчеркивал Н.М. Страхов [1954], разрабатывая метод абсолютных масс и предлагая пересчеты на бескарбонатное вещество. Более подробно эта проблема рассматривалась в главе 5.

Менее достоверная и определенная геохимическая картина устанавливается для кремнезема. Общеизвестно, что растворимость кремнезема в морских водах близка к растворимости карбонатов и составляет 100–120 мг/л. Между тем содержание растворенного SiO_2 в воде в десятки раз уступает содержанию растворенных карбонатов. В силу этих соотношений вода морей и океанов резко недосыщена кремнеземом и, следовательно, единственным путем его осаждения становится биогенная садка. Радиолярии, диатомеи, губки и другие кремневые организмы создают из SiO_2 свои постройки – раковинки – и увлекают на дно морей и океанов огромное количество кремневого материала. В отличие от карбонатов кремневые раковинки практически не растворяются на больших глубинах, и весь планктогенный материал проецируется на дно конечных водоемов стока.

Закономерности распределения SiO_2 на дне морей и океанов были детально исследованы в работах Я.В. Самойлова, C.W. Correns, G. Schoff, K. Krauskopf, П.Л. Безрукова, А.П. Жузе, K.O. Emery, R. Revell, G. Arrenius, Е.М. Емельянова, Н.М. Страхова, А.П. Лисицына.

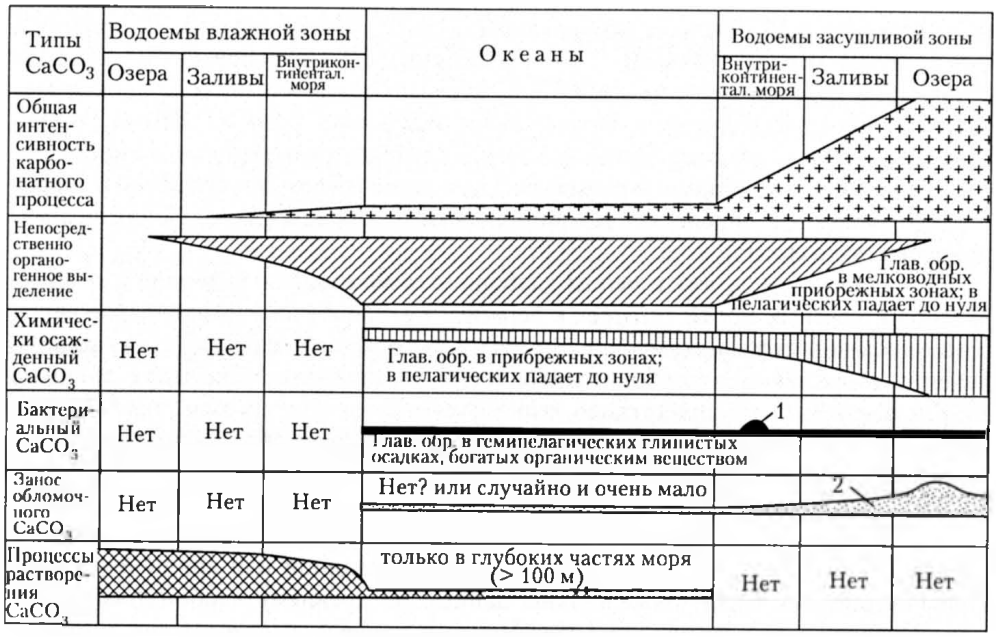


Рис. 13.4. Особенности карбонатообразования в водоемах разного физико-географического типа [Страхов, 1951]

1 – в водоемах с сильным сероводородным заражением воды (Черное море); 2 – в отдельных водоемах (Аральское море)

А.П. Жузе [1966] было показано, что на континентальном блоке планеты кремненакапливающими являются озера северной гумидной зоны и некоторые высокогорные озера. Н.М. Страховым [1960] и А.П. Лисицыным [1966; 1974] была отмечена приуроченность кремнистых осадков океанов к трем субмеридиональным поясам – южному, приантарктическому, экваториальному и северному; их относительное положение можно видеть на рис. 7.9. Расположение поясов кремненакопления в океане хорошо увязывается с картой первичной продукции планктона (см. рис. 13.2), а также с картой распределения ОВ в поверхностном слое осадков Мирового океана (см. рис. 7.8).

Можно думать, что так же как планктогенное органическое вещество, биогенные кремневые накопления в осадках морей и океанов представляют собой биклиматические образования. Сопоставив данные, характеризующие современные осадки с древним осадочным кремненакоплением, Н.М. Страхов писал: «...подобно остальным членам тетрады ($P–CaCO_3–MgCO_3–SiO_2$), кремнезем дает накопления в водоемах не только гумидных поясов, но аридных зон и является, таким образом типичным *биклиматическим* компонентом» (Страхов, 1960, т. II, с. 286) (курсив мой, В.Х.).

Завершая раздел, хотелось бы подчеркнуть, что, по данным К. Краускопфа [1958], кремнистые породы чрезвычайно обеднены элементами-примесями и в этом отношении сходны с карбонатными осадками и породами. В работах И.В. Хворовой [1968] было показано, что некоторые яшмы обогащены Fe и Mn, а фтаниты – органическим углеродом.

Литература

Атлас временных вариаций природных антропогенных и социальных процессов. Т. 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействия. М.: Янус-Кб. 2002. 652 с.

Ваксман А. Гумус. М.: Сельхозгиз, 1937. 256 с.

Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973. С. 11–59.

Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышев В.В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли // Вестник МГУ.1973. Сер. 4. Геология. № 1. С. 8–23.

Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. 1. Значение биогеохимии для изучения биосферы. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 47 с.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 4. Кн. 2. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 528 с.

Виноградов А.П. Геохимия изотопов // Вестник АН СССР. 1954. № 1. С. 3–42.

Вольф К.Х., Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж. Диагенез (и катагенез) карбонатных пород. В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 165–291.

Гаврилов Ю.О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 2. Динамика формирования комплекса // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 5. С. 86–98.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

Жузе А.П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 301–321.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Кобленц-Мишке О.И., Волковинский В.В., Кабанова Ю.Г. Первичная продукция планктона Мирового океана. В кн.: Программа и методика изучения биоценозов водной среды. М.: Наука, 1970. С. 62–97.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1958. С. 375–426.

Лапо А.В. Следы былых биосфер или рассказ о том, как устроена биосфера и что осталось от биосфер геологического прошлого. М.: Знание, 1987. 207 с.

Левитан М.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Органический углерод в верхнемеловых– плиоценовых отложениях океанов // Докл. АН СССР. 1980 Т. 254. № 4. С. 962–966.

Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–192.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 3–24.

Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочных толщ океана. В кн.: Геология океана: геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 36–103.

Назаров А.Г. Биогеохимическая цикличность. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 256 с.

Пригожин И.Р., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: УРСС, 2003. 310 с.

Пригожин И.Р., Дефей Р. Этюды термодинамических явлений. М.: Прогресс, 1966. 420 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 143 с.

Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 156 с.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 372 с.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 338–377.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Проблемы современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Троцюк В.Я., Забанбарк А., Марина М.М. Распределение органического вещества и нефтегазовых ресурсов в океанском секторе стратисферы // Геохимия. 1984. № 1. С. 139–142.

Успенский В.А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. Л.: ГОНТИ НГТЛ, 1956. 101 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. М.: Недра, 1970. 309 с.

Успенский В.А., Радченко О.А. К вопросу генезиса типов нефтей // Труды ВНИГРИ. Вып. 19. Нов. сер. 1947. 96 с.

Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 1982. 703 с.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9–136.

Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1973. 350 с.

Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: Pelagic sediments: on land and under sea. Oxford: Blackwell, 1974. P. 11–98.

Cohn F. Die Pflanze.1897. Hf. 2. 450 s.

Ehrenberg C. Zur Microgeologie. 8–9 L, 1854. 86 s.

Graf D.L. Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks. Part. III. Minor Eleement Distribution. Illinois St. Geol. Surv. 1960. 72 p.

Menzel D.W. Primary productivity of dissolved and particulate organic matter and the sites of oxidation of organic matter // The sea. V. 5. Marine chemistry, New York-Ljndon-Sydney-Toronto, 1974. 78 p.

Prigogine J. Etude Thermodynamique des Phenomens Jrreversibles. Paris, 1947. 315 s.

Williams P.M. The association of copper with dissolved organic matter in sea water // Limnol. Oceanogr.1969. V. 14. № 1. P. 28–65.

ГЛАВА 14
ГЕОХИМИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ

К проблеме типизации черных сланцев

Как было показано в предыдущей главе, черные сланцы представляют собой довольно неопределенную группу органогенных пород. Неопределенность усугубляется самим термином «сланец», который, как показал М.С. Швецов [1956], не отражает вещественный состав неорганической части породы и позволяет отождествлять тонкую слоистость, возникшую в осадочном процессе, с расслацеванием глин, имеющим заведомо тектоническое происхождение.

В данной монографии к группе черных сланцев мы будем относить исключительно породы, содержащие повышенные количества органического углерода и обладающие тонкой осадочной (сезонной) слоистостью; минеральная их часть представлена глинистой, кремнисто-глинистой или глинисто-карбонатной составляющей.

Попытки типизировать группу черных сланцев делали Р. Потонье, К. Крайчи-Граф, Н.М. Страхов, Т.Ф. Йен, Дж.В. Чилингарян, F.C. Jaffe, D.C. Duncan, V.E. Swanson, И.М. Озеров, Н.И. Зеленин, Г.А. Пелымский, М.В. Голицын, Св.А. Сидоренко, Н.А. Созинов, В.А. Котлуков, А.Э. Конторович, Г.К. Хрусталева, Я.Э. Юдович и многие другие. Сложности в определении состава и происхождения органического вещества, неясности в реконструкции фациального положения черных сланцев и очень слабая изученность вторичных преобразований органики не позволяют в настоящее время создать хорошо обоснованную и единую классификацию этих образований. Выделяются три главные группы черных сланцев: горючие сланцы, доманикиты и углеродистые сланцы.

К *горючим сланцам* относятся тонкослоистые и тонкозернистые породы, содержащие свыше 20% тугоплавкого органического вещества, которое может быть переработано в жидкое и газообразное топливо. Около 20% его составляют растворимые битумоиды, а остальная часть представлена керогеном[1].

По-видимому, все горючие сланцы отлагались в мелководных озерах, торфяных болотах и в сублиторальной части морей с обильной водорослевой флорой. Некоторые разновидности горючих сланцев генетически тесно связаны с торфяными болотами, рождающими скопления углей. Дж. Гевин [Gavin, 1924] предложил обозначить границу между углями и горючими сланцами зольностью в 33%. При этом большинство горючих сланцев отличаются зольностью более 33%, т.е. представляют собой сложные органо-минеральные смеси.

---

[1] Керогеном принято называть фракцию ОВ нерастворимую в органических растворителях, кислотах и щелочах; этот результат полимеризации сапропланктогенного или гумусового ОВ слагается сложным трехмерным углеродистым каркасом поликонденсированных ароматических ядер и более простых ароматических, цикланових и алкановых структур.

По Т.Ф. Йону и Дж.В. Чилингаряну [1980] соотношение компонентов, входящих в состав горючих сланцев может соответствовать данным таблицы 60.

Таблица 60. Соотношение компонентов, слагающих горючие сланцы

Горючие сланцы	Неорганическая составляющая	Кварц Полевые шпаты Глинистые минералы (гидрослюда и хлорит) Карбонаты (кальцит и доломит) Пирит и др. минералы
	Битумы (растворимые в CS_2) Керогены (нерастворимые в CS_2)	

Горючие сланцы пользуются очень широким распространением в верхнепалеозойских и мезозойско-кайнозойских отложениях континентального блока планеты. Широко известны эоценовые горючие сланцы формации Грин-Ривер (США) и Таджикистана (Средняя Азия), палеогеновые сланцевые толщи Карпат и Украины, юрские и триасовые тасманиты Аляски и Тасмании (Австралия), юрские горючие сланцы Поволжья и Приуралья (Россия), пермотриасовые сланцы Восточного Казахстана, верхнепермские горючие сланцы Ирати (Бразилия, Аргентина), пермские торбаниты (альгиниты или керосиновые сланцы) Трансвааля (ЮАР) и Австралии, кеннельские угли карбона провинции Альберта (Канада), силурийские кукерситы Эстонии и России. Многие из перечисленных объектов имеют промышленное значение; путем нагревания и химической перегонки, обработки растворителями и биохимического воздействия из них извлекают масло, нефть и битумы.

Доманикиты (баженити) представляют важнейшую группу нефтепроизводящих или нефтематеринских отложений. Чаще всего они представляют собой тонкослоистую глинистую, карбонатную или кремнистую породу, содержащую 8–20% планктогенного или бентогенного органического вещества.

Основная масса доманикитов была сформирована в мелководных морских водоемах при замедленном поступлении терригенного материала в условиях вялого гидродинамического режима. По данным Н.М. Страхова [1960], среди черных сланцев доманикского типа выделяются фации дельт и эстуариев, фации шельфа и пелагиали и, наконец, фации рифогенных построек. В большинстве черносланцевых толщ преобладает липидное ОВ планктогенного, реже, бентогенного происхождения.

Е.М. Поплавко, В.В. Иванов и В.С. Орехов [1978] показали, что основная масса органического вещества доманикских сланцев представляет собой бесструктурную массу, не обнаруживает форменных элементов и принадлежит к группе коллоальгинитовых[1] керогенов. О.В. Барташевич с соавторами [1982] установили, что только изредка в доманикских сланцах встречаются гумусово-сапропелевые компоненты; все ОВ принадлежит к керогенам, групповой состав которых оценивается следующим образом: масла – 2,03, петролейно-эфирные смолы – 10,28, бензольные смолы – 7,28, спирто-бензольные смолы – 42,67 и асфальтены – 35,3%. Сравнительно недавно С.И. Жмур [1990] совместно с В.М. Горленко обнаружили в соста-

[1] Коллоальгинит – бесструктурное органическое вещество древних осадочных отложений, образовавшееся преимущественно из водорослей.

ве ОВ черных сланцев под электронным микроскопом бактериоморфные структуры, указывающие на участие в их формировании бактериально-водорослевых культур. К сожалению, количественная роль этих образований в процессе сланценакопления остается неясной.

Доманикиты очень широко распространены среди фанерозойских отложений. Они встречены в третичных отложениях Кавказа и Предкавказья (новогрозненские рыбные сланцы, чокракско-караганские черные сланцы, майкопские отложения), в миоценовых отложениях Калифорнии (США), в меловых толщах Техаса и Южной Дакоты (США), в юрских и меловых отложениях Русской платформы (Россия), в юрских толщах Западной Сибири (баженовская нефтепроизводящая свита), в девонских толщах Приуралья и Сибири (Россия), в девонских и карбоновых отложениях Американской платформы (черные сланцы Чаттануга, сланцы Антрим, формации Хермоса и Барнет, США) и в верхнемиссисипских формациях Аляски.

Углеродистые сланцы обычно преобладают в древнейших толщах осадочного чехла Земли. В большинстве случаев и горючие сланцы, и доманикиты в процессе погружения в глубь стратисферы испытывают существенное воздействие повышающихся температур и давлений. Как сапропланктогенное, так и углистое вещество в них преобразуется, обуглероживается и трансфомируется по схеме, которой мы уже коснулись в предыдущих разделах (см. главу 13, рис. 13.3).

Более подробно эти процессы будут описаны позднее, здесь же следует подчеркнуть, что микробиологическое разложение липидного и гумусового органического вещества, происходящее на стадии субаквального диагенеза, в дальнейшем сопровождается полимеризацией и образованием керогена, а последующий термолиз и термокатализ ОВ ведет к формированию и эмиграции жидких и газообразных битумоидов. Образуются скопления нефти и газа, которые проникают в пласты-коллекторы, концентрируются в зонах трещиноватости и в области проницаемых разломов, заполняя разнообразные ловушки в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. В дальнейшем на первый план выходят процессы обуглероживания остаточного органического вещества и переход его в антрациты, шунгиты, антраксолиты и графит. Вот эти-то преобразованные составляющие первично гумусового или липидного (сапропланктогенного) вещества, чередуясь с кремнистыми, карбонатными (мраморы, известняки, доломиты), граувакковыми алеврито-псаммитами, туффитами, глинистыми или пиритовыми слойками, образуют довольно мощные толщи древних углеродистых сланцев.

Распространение углеродистых сланцев в толщах архея, протерозоя и нижнего палеозоя было охарактеризовано в работах М.Н. Альтгаузена, Т.Н. Давыдовой, С.Г. Анкиновича, В.Н. Холодова, В.А. Тенякова, А.В. Сидоренко, Св.А. Сидоренко, Н.А. Созинова, В.Е. Закруткина, И.А. Петерсилье, В.А. Мележика, О.М. Розена, Л.И. Салопа, Дж. Шопфа, P. Cloud, C.G. Diessel, A.Y. Glikson, D.M. McKirdy, E. Peltola, K. Rankama, J.W. Schopf, V. Veizer и других.

Весьма впечатляющие результаты сравнительно-геологических исследований углеродистых сланцев в докембрии Кольского полуострова были опубликованы в работе [Мележик и др., 1988] Эти авторы показали, что углеродистые породы архея, представленные метаосадочными и метатуфогенными образованиями, слагают линзовидные тела, сконцентрированные в основании двух разных комплексов – кольско-беломорского и тундрового. По особенностям строения и залегания они представляют собой типичные пресноводные озерные фации. В отличие

от них протерозойские углеродистые сланцы залегают в виде выдержанных по простиранию пачек, формировались в условиях солоноватоводных водоемов и обычно локализуются в верхних частях карельского и рифей-вендского комплексов. В.А. Мележик подчеркивает очень низкий темп накопления органического вещества в докембрии и большое сходство протерозойского сланцеобразования с более поздним фанерозойским.

В работах А.В. Сидоренко, Св.А. Сидоренко, Н.А. Созинова, В.А. Тенякова, О.В. Горбачева и др. в докембрии были выделены глобальные эпохи формирования углеродистых сланцев, однако их повсюдность требует дополнительных доказательств и плохо гармонирует с локальным распространением самого докембрия на континентальном блоке и с расхождениями в оценках возраста различных докембрийских образований.

Распространение углеродистых, часто графитизированных сланцев было недавно установлено в архейских зеленокаменных поясах многих кратонов Земли [Синицын, 1990]. При этом углеродистые отложения здесь ассоциируются с коматиитовыми вулканитами, часто содержат золоторудные залежи и сильно изменены за счет гидротермальных и метаморфических процессов.

Углеродистые сланцы проявлены в свите Фиг-Три зеленокаменного пояса Барбертон (ЮАР), где с ними связано золоторудное месторождение Консорт, в пределах пояса Карнатака (Индия), где графит-сульфидно-кварцевые породы распространены в пределах рудного поля золоторудного месторождения Колар [Шер, 1974], а также в зеленокаменных поясах Южной Америки и Австралии. При этом в двух последних случаях графитосодержащие отложения ассоциируются с железорудными джеспиллитами и так же как они содержат золоторудные концентрации. Архейские углеродсодержащие сланцы известны на Сибирской платформе и в Якутии (иенгрская серия и федоровская свита, графиты Маганского блока Анабара), в древнейших отложениях Украинского кристаллического массива (графиты Приазовья), на Кольском полуострове, в толщах серии Анилика (США, Канада).

Не менее широким распространением углеродистые сланцы пользуются в протерозойских разрезах. Они описаны в протерозое Фенно-Скандинавского щита (шунгиты Карелии, меденосные сланцы Оутокумпу в Финляндии, метапелиты и углеродистые породы Печенегской, Имандра-Варзуганской и Куола-Ярвинской зон Кольского полуострова), в одновозрастных толщах Украинского щита и Воронежской антеклизы (верхнекриворожская серия Кривого Рога, тимская свита КМА), в протерозойских отложениях Сибири (Джейулакская золото-меденосная зона), массива Кокчетава (шарыкская свита, Казахстан), Сино-Корейского щита, Либерийского щита (серия Симанду, Зап. Африка), Южно-Африканского щита (свита Претория), в протерозое США (сланцы Ионсач).

По-видимому, в протерозое Австралии на различных стратиграфических уровнях также можно встретить углеродисто-глинистые и углеродисто-вулканогенные образования. В бассейне Хаммерсли, например, они залегают внутри мощной джеспиллитовой толщи, а в бассейне Пайн-Крик – в пределах формации Кульпин [Семихатов, 1974].

Широкое развитие кремнисто-углеродистые, глинисто-углеродистые и карбонатно-углеродистые сланцы получают в нижнем палеозое; как мы увидим далее, они являются наиболее распространенным типом отложений в вендско-кембрийских и силурийских толщах Евразии, Австралии, Европы и Америки.

Типы месторождений черных сланцев

Горючие сланцы Грин-Ривер (США)

Эоценовая формация Грин-Ривер содержит крупнейшие в мире запасы горючих сланцев, залежи эвапоритов и скопления пластообразных строматолитов, что делает этот объект чрезвычайно интересным в генетическом отношении. Отложения, содержащие эти полезные ископаемые, распространены на территории 3-х штатов – Юта, Колорадо и Вайоминг – и занимают площадь, равную 42 300 км^2.

Сланценосная формация располагается в центральных частях четырех крупных бессточных впадин со всех сторон окруженных отрогами Скалистых гор (рис. 14.1). На территории штата Юта находится впадина Уинта, на площади Вайоминга – впадина Грин-Ривер и бассейн Уошейки, на территории Колорадо – бассейн Пайсенс-Крик. Литологические особенности сланценосных озерных отложений в пределах разных впадин исследовали W.H. Bradly, F.C. Jaffe, F.P. Van Vest, R.E. McDonald, R.D. Cole, M.D. Rickard; обобщения, посвященные их строению и образованию, на русском языке были выполнены Ф.А. Алленом и Дж.Д. Коллинсоном [1990], а также В.К. Шенксом с соавторами [1980]. Изменения формации Грин-Ривер в пределах впадины Пайсенс-Крик показаны на рис. 14.2; график приведен в работе Р.Д. Коля и М.Д. Рикарда [Cole, Rickard, 1981].

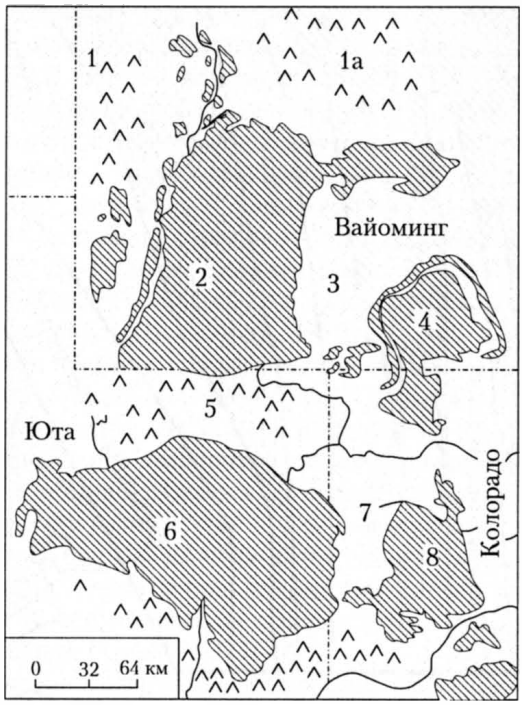


Рис. 14.1. Обзорная схема седиментационных бассейнов свиты Грин-Ривер и площади ее современного развития [Йен, Чилингарян, 1980]

1 – горы Вайоминг; 1а – гора Уинд-Ривер; 2 – бассейн Грин-Ривер; 3 – возвышенность Рок-Спрингс; 4 – бассейн Уошейки; 5 – горы Юнита; 6 – бассейн Юнита; 7 – свод Дуглас-Крик; 8 – бассейн Пайсенс-Крик. Штриховкой показаны участки развития свиты Грин-Ривер

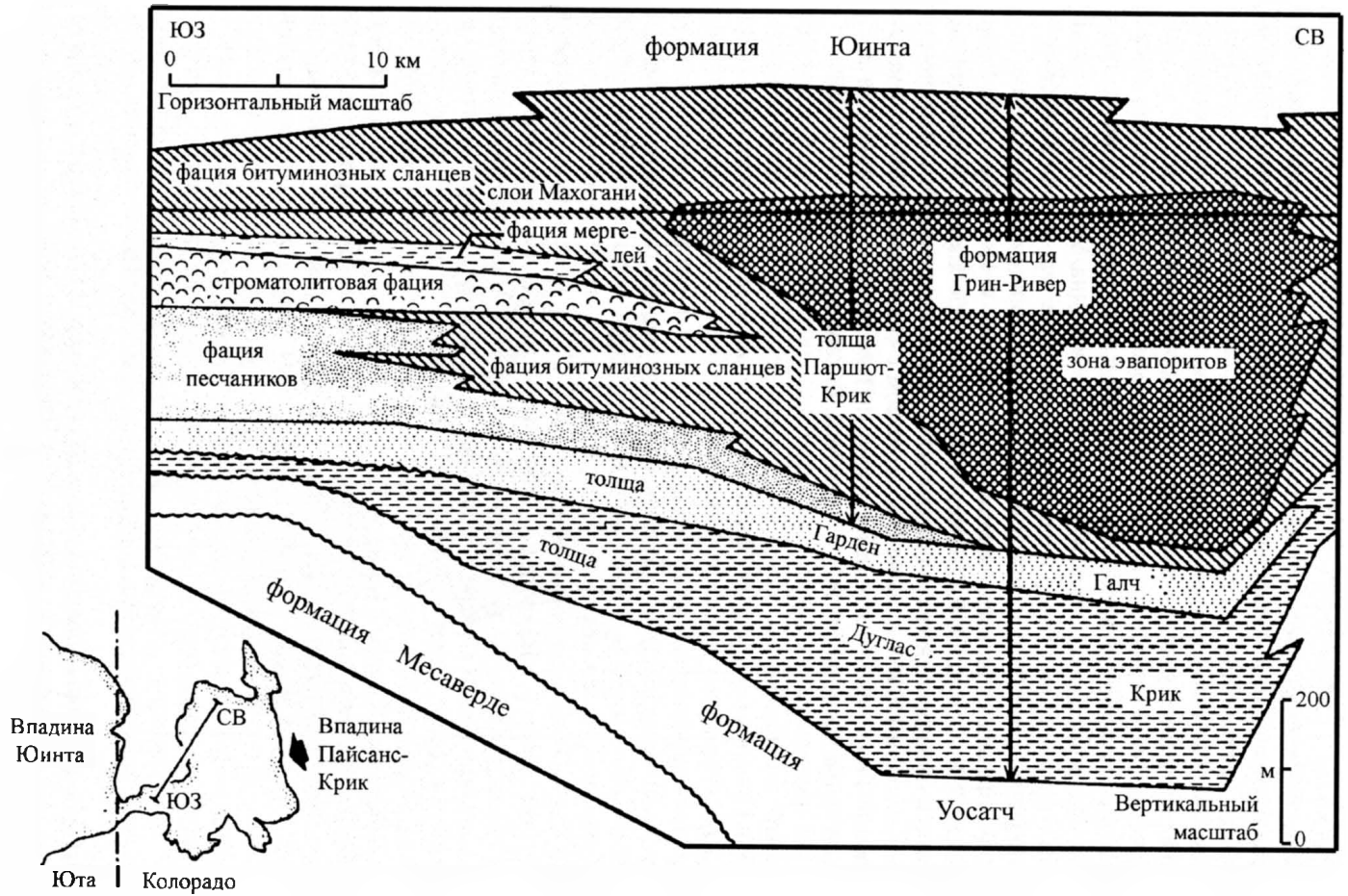


Рис. 14.2. Профиль через впадину Пайсенс-Крик, показывающий изменения по латерали стратиграфических единиц и осадочных фаций [Аллен, Коллинсон, 1990]

Большинство американских литологов подчеркивают, что подстилающая свиту Грин-Ривер формация Уосач повсеместно представлена речными красноцветными песчаниками, а толща Дуглас, в бассейнах Уинта и Пайсенс-Крик, слагается озерными алевролитами, песчаниками, глинами и водорослево-оолитовыми известняками. На мергелях и глинах пачки Гарден-Гали залегают озерные отложения формации Грин-Ривер, в которых различаются несколько фаций. В более мелководной части озерной впадины получают распространение фации известковых песчаников и мергелей с водорослями, строматолитами, доломитами и известняками. В глубоководной зоне располагаются фации битуминозных сланцев и эвапоритов, местами, содержащие прослои вулканических туфов.

Битуминозные сланцы включают в себя богатые ОВ доломитовые ламиниты и брекчированные битуминозные сланцы. Их глинистая часть обычно слагается смесью иллита, смектита и хлорита. Органическое вещество представлено керогеном и битумоидами. По данным Т.Ф. Йена [1980], в горючих сланцах формации Грин-Ривер содержится 13–16% суммарного ОВ, среди которого 20% составляют растворимые в сероуглероде битумы, а 80% – нерастворимый кероген. Кероген представляет собой сложную смесь полимерных органических молекул; [Burlingame et al., 1969] состав керогена показан на рис. 14.3. Кероген состоит из поликонденсированных ароматических ядер, связанных между собой алифатическими мостиками. В эту сложную трехмерную структуру включены разнообразные углеводороды, захваченные полимеризующимися молекулами. Дж. Шмидт-Кллерус и К. Прайн предположили здесь существование двух форм керогена. Подавляющая часть ОВ сложена альфа-формой керогена – альгинитоподобным веществом с низким содержанием ароматики [Schmidt-Collerus, Prien, 1974]. В подчиненном количестве присутствует кероген со значительным содержанием ароматических, возможно, поликонденсированных структур. Вполне вероятно, что в образовании этих двух разных форм керогена большую роль играли различные соотношения исходного липидного или гумусового материала. Любопытно, что среди толщи горючих сланцев встречаются фосфатные минералы группы коллофанита ($Ca_{10}(PO_4)_6CO_3 \cdot H_2O$) и даусонит ($NaAl(CO_3)(OH)_2$); последний образует линзы и слойки [Шенкс и др., 1980].

В центральной части впадины широким распространением пользуется фация эвапоритов. Она представлена троной ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), галитом (NaCl), шортитом ($Na_2Ca_2(CO_3)^2$), нахколитом ($NaHCO_3$) и нортупитом ($Na_2Mg(CO_3)_2 \cdot NaCl$). Кроме этих ведущих минералов в эвапоритах диагносцировано большое количество сложных карбонатов, обычно развитых в осадках современных содовых водоемов. Как среди горючих сланцев, так и в эвапоритах широко распространены прослои вулканических пеплов; их количество заметно возрастает по направлению к кровле формации. Туфовые прослои местами сильно изменены и цеолитизированы; очень часто на фоне раскристаллизованного вулканического стекла в них присутствует анальцим ($NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$).

Происхождение сланцесодержащих отложений формации Грин-Ривер тесно связано с поднятиями отрогов Кордильер и образованием крупных эоценовых озерных водоемов. Северные впадины – Грин-Ривер и Уошейки – не были изолированы друг от друга в эоценовое время; на их месте существовало единое озеро Госьют. Южные эоценовые озера, по-видимому, сохраняли современные очертания. По мнению Е. Робинсона [1980], образование эоценовых озер происхо-

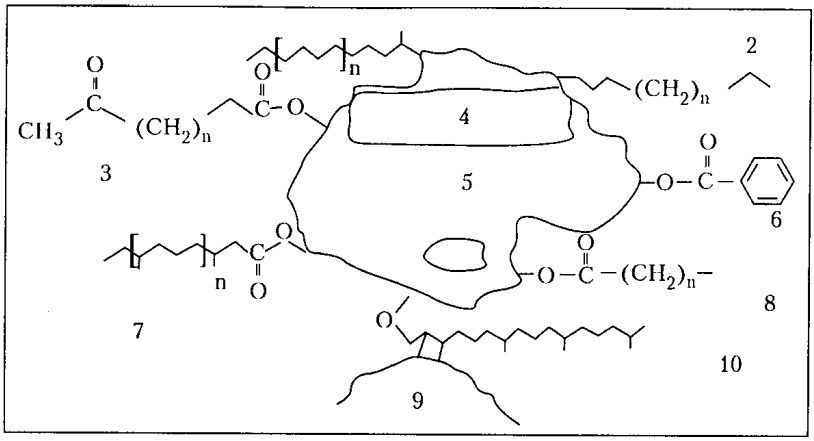


Рис. 14.3. Химические группы, предположительно входящие в состав керогенов [Burlingame, 1968]

1 – изопреноидные группы; 2 – нормальные углеводороды; 3 – метилкетоэфирные группы; 4 – захваченные соединения неизвестной природы; 5 – кероген, включая химические группы разной доступности; 6 – ароматические эфирные группы; 7 – изопреноидные эфирные группы; 8 – нормальные эфирные группы; 9 – кероген; 10 – фитол, связанный поперечными связями через гидроксил или олефиновые группы

дило в условиях жаркого и засушливого климата, а также усиленного поступления солей с окружающих водосборов. Засоление водосборов стимулировало расслоение водных масс и создание резко восстановительной среды в наддонных частях палеоводоемов.

Органическое вещество поступало в озерные водоемы из нескольких источников. Одним из них являлись сами озера, дно которых заростало водорослями. Кроме того, реки вносили в озера массу органических остатков субтропических наземных растений; важным источником ОВ являлась также эоловая деятельность, обеспечивающая принос наземной флоры, ее спор и пыльцы. В условиях стратификации вод неглубоких озерных водоемов и резко восстановительной обстановки, господствовавшей в придонных частях озер, органические остатки, попадавшие в илы и захоронявшиеся на их дне, быстро превращались в желатиноподобную массу. По своей консистенции они напоминали современные альговые илы, формирующиеся за счет бентосных водорослей. Полимеризация уже на диагенетической стадии приводила к образованию керогенов и формированию горючих сланцев эоценовой формации.

Характерно, что, судя по истории геологического развития региона, реконструированной А. Ирдли [1954], большинство крупных межгорных бассейнов Скалистых гор Вайоминга лишены отложений более молодых, чем эоценовые. Это означает, что озерные эоценовые толщи Грин-Ривер никогда не погружались на большие глубины и после захоронения и диагенетических преобразований не испытывали серьезных катагенетических изменений. Таким образом, горючие сланцы формации Грин-Ривер, слагающие их кероген и битумоиды, представляют собой типичные диагенетические образования высокоминерализованных карбонатных озер.

Таблица 61. Распределение элементов-примесей в горючих сланцах формации Грин-Ривер [Cook, 1973]

Химические элементы	Среднее содержание в горючих сланцах		Среднее содержание в породах стратисферы, % [Виноградов, 1962]	Кларк концентрации
	ppm	%		
Висмут (Bi)	0,36	$36 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	36
Литий (Li)	850	$85 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	~14
Бериллий (Be)	35	$35 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	~11,2
Цезий (Cs)	1,2	$12 \cdot 10^{-3}$	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	10
Молибден Mo)	4,9	$4{,}9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	2,45
Кобальт (Co)	39	$3{,}9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,9
Бор (B)	140	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	1,4
Мышьяк (As)	7,2	$7{,}2 \cdot 10^{-4}$	$6{,}6 \cdot 10^{-4}$	1,09

Геохимические особенности горючих сланцев впадины Грин-Ривер были исследованы в работах многих авторов; изучению поведения в них элементов-примесей посвящены работы K.E. Stanfield et al., G.W. Smith and K.E. Stanfield, R.A. Cadigan, V.E. Swanson, K.G. Bell, J.D. Vine. Наиболее полным является исследование Е.В. Кука [Cook, 1973], который изучил распределение 63 малых и редких элементов в образцах горючих сланцев горного карьера Колони (впадина Грин-Ривер). Определение содержаний осуществлялось масс-спектрометрическим методом. Результаты этой работы оказались несколько неожиданными; они приведены в таблице 61.

Выяснилось, что в горючих сланцах по отношению к среднему кларковому содержанию в осадочных породах накапливаются висмут, литий, бериллий, цезий, молибден, кобальт, бор и мышьяк. Содержание всех остальных элементов-примесей уступает их кларковому содержанию в осадочных породах. Пожалуй, на основании полученных цифр можно думать, что за немногими исключениями (молибден, кобальт) в горючих сланцах формации Грин-Ривер отчетливо проявилось вулканическое начало; большинство концентрирующихся здесь элементов обычно ассоциируются с эффузивами, эксгаляциями и туффитами.

Довольно близки к горючим сланцам формации Грин-Ривер торбаниты или кэннельские угли, залегающие в пермских отложениях Нового Южного Уэльса (Австралия) и в карбоновых толщах Пенсильвании и Кентукки (США). Пространственно они тесно связаны с каменными углями; можно предполагать, что в их образовании значительную роль также играл кероген гумусового состава, возникший за счет высших растений торфяных болот.

Черные сланцы чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья

Черносланцевые отложения типа доманикитов или баженитов широко распространены в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья; исследованием этой толщи с разных позиций занимались А.Д. Архангельский,

Б.А. Алферов, С.А. Благонравов, И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, Л.П. Гмид, В.А. Гроссгейм, Б.П. Жижченко, К.П. Калицкий, К.А. Прокопов, Н.С. Шатский, В.Е. Руженцев, А.А. Хуциев, М.С. Швецов, В.Н. Холодов, Р.И. Недумов, Ю.О. Гаврилов и многие другие исследователи.

Полное изображение литолого-фациального профиля, характеризующего этот среднемиоценовый стратиграфический интервал в Предкавказье, было приведено в главе 8 данной работы. Были показаны важнейшие фациальные изменения чокракско-караганских отложений от среднего течения р. Урух на западе и вплоть до разрезов р. Сулак на востоке. При рассмотрении профиля, изображенного на рис. 8.4, обращает на себя внимание, что среди чередующихся кварцевых песчаников, алевролитов и мергелей глины слагают примерно 2/3 мощности разрезов [Холодов, Недумов, 1981].

Среди глинистых фаций выделяются фации зеленовато-серых хлоритовых глин, фации серых неяснослоистых глин с прослоями ракушечников, фации бурых неслоистых глин с сидеритовыми конкрециями и, наконец, фации тонкослоистых черных сланцев, содержащих многочисленные сульфидные и карбонатные конкреции; последние, как это хорошо показал Ю.О. Гаврилов [1982], слагаются кальцитом, доломитом, сидеритом, реже, баритом, родохрозитом, магнезитом и фосфатными минералами.

Черные сланцы представляют собой тонкослоистые разновидности черных глин; они часто выделяются как глины с книжной отдельностью и слагаются чередованием тонких (часто миллиметровых) слойков глинистого материала и органического вещества. Так же как и все остальные типы глинистых пород среднего миоцена, они представлены гидрослюдой, смектитом с примесью каолинита и хлорита. Характерно, что чешуйки слюды и терригенные минералы ориентируются в них сукбпараллельно слоистости.

Содержание органического вещества в этих породах довольно велико и, по данным В.А. Успенского [1956], достигает 18%; по нашим материалам, количество $C_{орг}$ в черных сланцах обычно колеблется от 1,12 до 10%. По мнению В.А. Успенского, Н.Б. Вассоевича и др., основную массу ОВ составляет нерастворимый керогеновый остаток; его количество в разных пробах колеблется от 37 до 97,9%. Иногда в образцах черных сланцев появляется значительное количество гуминовых кислот; их содержание варьирует от 1,3до 62%. Количество битумоидов в исследованных пробах ничтожно – 0,7–0,8%.

Характерной особенностью чернослацевых интервалов является необычайно широкое распространение в них карбонатных и сульфидных конкреций. Обычно они образуют правильные конкреционные ряды, отличаются великим разнообразием форм и свидетельствуют о необычайной интенсивности диагенетического перераспределения вещества [Гаврилов, 1982].

В чокракских доманикитах обычно присутствует очень большое количество мелких карбонатных раковинок Spirialis; по-видимому, эти рукокрылые планктогенные организмы играли определяющую роль в составе биоты чокракского палеоводоема. В караганское время им на смену приходят раковинки донных моллюсков – Spaniodontella. Можно думать, что такая инверсия форм могла привести к усилению процессов биогенной переработки донных осадков караганского моря и нарушить формирование тонкой слоистости доманикитов в затишных участках.

По-видимому, именно с этими обстоятельствами связано появление среди караганских отложений другой разновидности глинистых пород – неслоистых,

комковатых черных глин, содержащих большое количество терригенного кварц-гидрослюдистого материала алевритовой размерности. По содержанию и составу ОВ, а также по количеству карбонатных конкреций эти глинистые породы мало отличаются от классических доманикитов; в них только отсутствует слоистость, а ОВ залегает здесь в форме линзочек и сгустков, беспорядочно разбросанных в породе. Между доманикитами и неслоистыми черными глинами комковатой текстуры наблюдается множество постепенных переходов.

В наиболее полных восточных разрезах исследуемого литолого-фациального профиля (рр. Сулак, Ярык-су, Элистанжи) доманикиты локализуются в нижних частях чокрака, на контакте чокрака и карагана, вблизи от строматолито-водорослевого горизонта, представленного крупными строматолитами р. Урух и горизонтами «конгломератика β» в восточных разрезах, а также в верхних частях караганского яруса [Холодов, Недумов, 1981].

Существенные изменения испытывает также соотношение различных фациальных типов глин в направлении от наиболее мелководной части среднемиоценового палеоводоема, расположенного в районе р. Урух, вблизи от Ставропольского поднятия, к более пелагической его части, расположенной вблизи от Каспийского моря (рис. 14.4). Как видно при рассмотрении нижней части графика, зеленовато-серые, хлоритовые, серые и коричневые разности глин преобладают в западных разрезах; черные глины и доманикиты здесь не играют заметной роли в строении разрезов среднего миоцена. В значительных количествах эти черносланцевые разности появляются в разрезах р. Фортанги и далее к востоку.

Максимального развития черносланцевые отложения, богатые ОВ, получают в районах рр. Малая Рошня и Ярык-су, где, по-видимому, в чокракско-караганское время располагались наиболее глубоководные и затишные участки морского палеоводоема. Здесь, вдали от деятельности волн и циркулярных течений, в западинах дна, накапливалось планктогенное и бентогенное органическое вещество, чередующееся с терригенными слойками глин. Накопление ОВ носило сезонный характер и отвечало вспышкам продуктивности биоса в бассейне. Концентрация ОВ в илах отражалась в усилении диагенетических преобразований и в формировании многочисленных карбонатных и сульфидных конкреций.

Черные сланцы Восточного Предкаказья были детально изучены нами в ряде разрезов профиля; в 108 индивидуальных пробых с помощью химического анализа выполнено определение содержаний $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe, Mn, Ti, Zr, P. Рентгеноспектральным анализом было установлено распределение V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo. Все образцы исследовались в соответствующих лабораториях ГИН РАН. Результаты исследований приведены в таблице 62.

Очевидно, что все элементы-примеси, перечисленные в таблице, в той или иной степени, накапливаются в черных сланцах. Что касается P, Ga, Ni, Co, Ge и Mo, то они в изученных породах не образуют высоких концентраций, оставаясь где-то на уровне кларка в стратисфере. В геохимических аналогах сланцев Предкавказья, в доманикских горючих сланцах Приуралья, по данным Н.М. Страхова с соавторами [1959], а также Л.А. Гуляевой с соавторами [1961], обычно накапливаются ванадий, никель и медь, кларки концентраций которых соответственно оцениваются в 22.8, 3.49 и 2.3. Кроме того, по данным В.А. Завьялова [1965], в них слабо накапливается молибден (кларк концентрации – 1.02–1.2), а в соответствии с определениями Е.С. Иткиной [1965] совсем не концентрируется галлий.

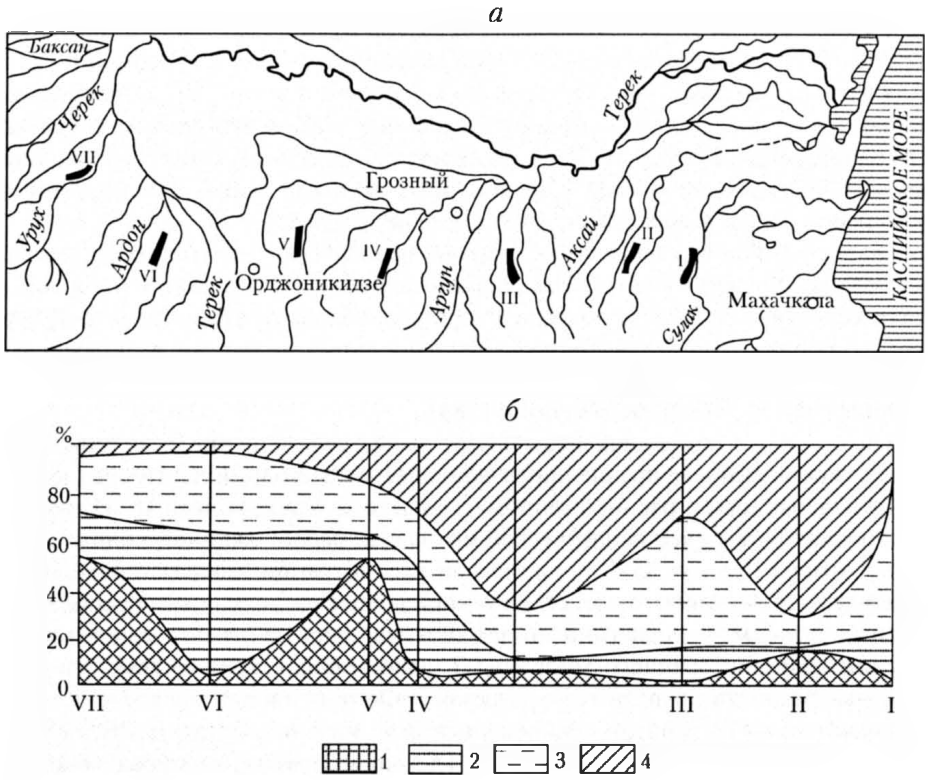


Рис. 14.4. Распределение отложений среднего миоцена в Восточном Предкавказье.
а – схема расположения изученных разрезов: I – р. Сулак; II – р. Ярык-су; III – р. Элистанжи; IV – р. Фортанга; V – р. Асса; VI – р. Суадаг-Дон; VII – р. Урух.; *б* – распределение типов глин на профиле: 1 – зеленовато-серые глины с хлоритом; 2 – серые; 3 – бурые; 4 – черные

Таблица 62. Распределение элементов-примесей в доманикитах чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья

Химические элементы	Среднее содержание в доманикитах		Среднее содержание в породах стратисферы, % [Виноградов, 1962]	Кларк концентрации
	ppm	%		
Железо (Fe)		4,8	3,33	1,,44
Марганец (Mn)		0,09	0,067	1,34
Медь (Cu)	26	$2{,}6\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	1,30
Ванадий (V)	162	$1{,}62\cdot10^{-2}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	1,25
Цирконий (Zr)	244	$2{,}44\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	1,22
Свинец (Pb)	22	$2{,}2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	1,10
Хром (Cr)	108	$1{,}08\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	1,08
Титан (Ti)		0,45	0,45	1,00

По более поздним данным Ю.И. Холодкова [1983], в горючих сланцах доманика Ухты (4 пробы) обнаружены скопления рубидия (кк 2500), цезия (кк 250), рения (кк от 71,4 до 214), висмута (кк 110), кадмия (кк 1,30–90), молибдена (кк 4,5–22,5), ванадия (кк 2–20), лития (кк 20), меди (кк 2,2–10,5), цинка (кк 0,4–1,62); в количествах, уступающих их кларку в стратисфере, в горючих сланцах присутствуют Pb, Cr, Sn, Co, Ni, Se, Ge, Ga.

Углеродистые сланцы Каратау-Джебаглинского района

Наиболее крупные проявления углеродистых сланцев широко распространены в кембрийских отложениях Западного и Срединного Тянь-Шаня (Казахстан, Киргизия, Узбекистан).

Нами были детально изучены ураново-редкометальные месторождения Каратау-Баласаускандык и Джебаглы, локализованные в пределах хр. Большого Каратау [Холодов, 1968; 1973]. Район исследования представляет собой сложную систему антиклинориев, вытянутую в северо-западном направлении, примерно параллельно среднему течению р. Сыр-Дарьи, на расстояние почти 400 км. Продольный Ферганский разлом типа сдвига делит это поднятие на две части; вдоль юго-западного крыла располагается хребет Большой Каратау, на северо-восточном крыле в районе г. Джамбула – Малый Каратау (рис. 14.5). В ядрах крупных антиклинориев, слагающих этот регион, обнажаются отложения венда и нижнего палеозоя; на врезке рисунка они залиты черным.

Черносланцевые толщи венда и нижнего палеозоя обнажаются в северо-западной (Баласаускандык) и юго-восточной части (Джебаглы) Большого Каратау; фосфоритоносные отложения и черные сланцы томмотского яруса выходят на дневную поверхность в Малом Каратау. Их стратиграфическое сопоставление приводится в верхней части рис. 14.5.

Геологическое строение, стратиграфию и тектонику Каратау исследовали А. Козлов, И.И. Машкара, Б.А. Тюрин, Н.М. Салов, Г.И. Макарычев, В.В. Галицкий, С.Г. Анкинович, В.Г. Королев, Л.И. Боровиков, М.В. Гзовский, Г.Х. Ергалиев, Н.А. Азербаев и др. Было показано, что в северо-западных районах на байконурских тиллитоподобных конгломератах залегает черносланцевая толща, сложенная курумсакской и кулантаусской свитами. Углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые отложения имеют мощность 80–500 м и перекрываются карбонатными толщами кембро-ордовика. Сходное строение имеют углеродисто-сланцевые отложения и в пределах Джебаглинских гор.

Углеродисто-кремнистая толща, по-видимому, относится к томмотскому ярусу кембрия и состоит из двух циклов, каждый их которых начинается углеродисто-кремнистыми образованиями кверху переходящими в углеродисто-глинистые разности.

Нижний, глинистый горизонт имеет мощность около 9–12 м, слагается углеродисто-кремнисто-глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, фтанитами и лидитами, известковыми и доломитовыми породами с фосфоритами. Характерна очень тонкая, почти миллиметровая слоистость, высокая концентрация органического вещества, мелкая и крупная дисгармоническая складчатость разных порядков и частое дробление отдельных жестких карбонатных и кремнистых слойков. Этот рудоносный горизонт обычно содержит большое количество разно-

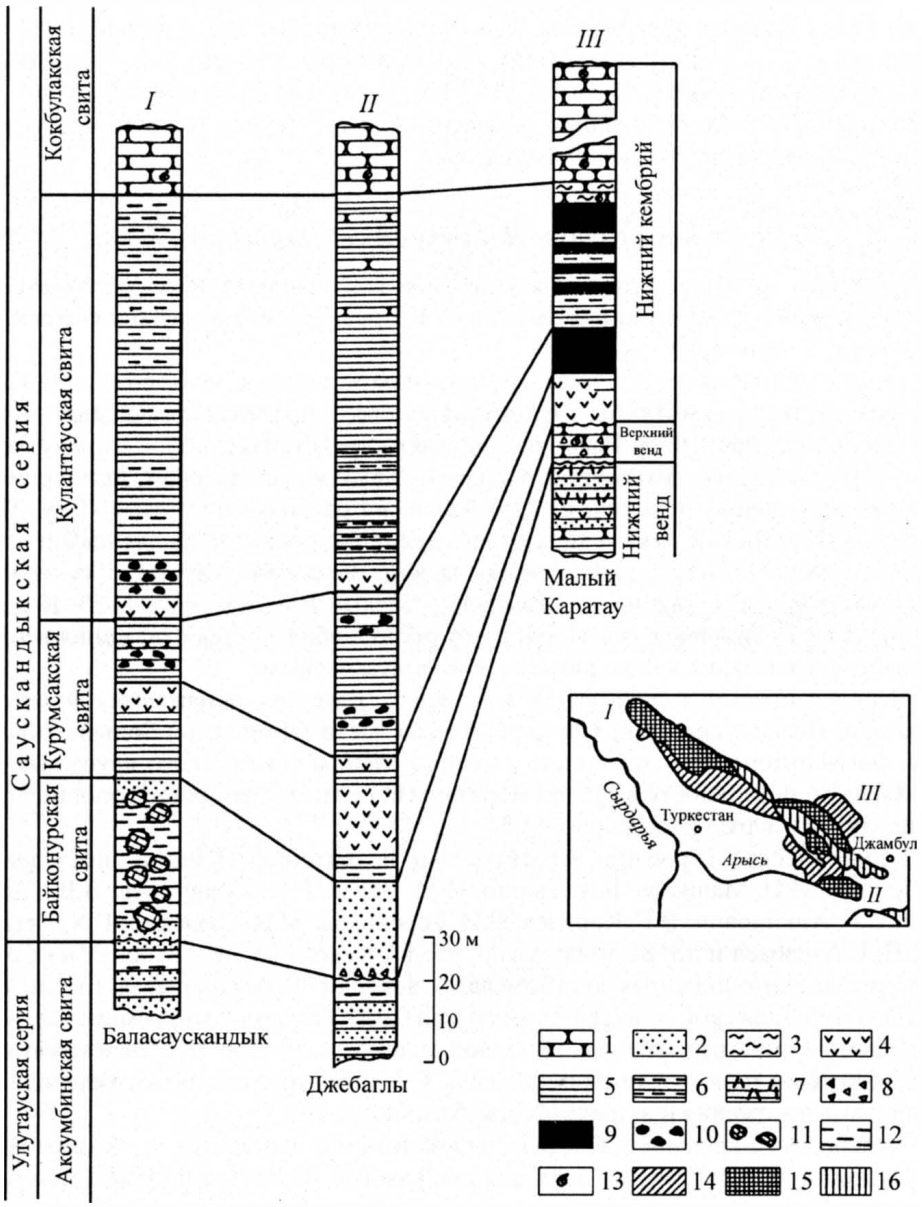


Рис. 14.5. Стратиграфическое сопоставление вендско-кембрийских отложений хр. Малый Каратау и Джебаглинских гор

1 – карбонатные породы; 2 – песчаники; 3 – марганцевые руды; 4 – кремнистые фтаниты; 5 – углеродистые фтаниты; 6 – глинисто-кремнистые фтаниты; 7 – туффиты; 8 – брекчии; 9 – микрозернистые фосфориты; 10 – желваковые фосфориты; 11 – тиллитоподобные породы; 12 – глинистые сланцы; 13 – места находок фауны; 14 – девонские и каменноугольные отложения; 15 – кембро-ордовикские отложения; 16 – докембрий. I – Баласаускандык; II – Джебаглы; III – Малый Каратау (фосфоритоносный бассейн)

образных минералов урана, меди, ванадия и других химических элементов; его строение, по данным Е.А. и С.Г. Анкиновичей [1968], показано на рис. 14.5. Сопоставление разрезов рудоносного горизонта отчетливо показывает увеличение в нем кремнистого материала в направлении к Джебаглинским горам, с северо-запада на юго-восток. Наоборот, в направлении к району Баласаускандыка возрастает общая глинистость рудоносного горизонта.

Любопытно, что, по данным Е.А. и С.Г. Анкинович [1968], глинистая составляющая представлена иллитом и серицитом; в зоне выветривания среди глинистых минералов присутствуют галлуазит, метагаллуазит, а также гипергенный роскоэлит (силикат ванадия). Слойки, представляющие ОВ углеродистых сланцев, обычно слагаются антраксолитом и графитом; оба минерала отличаются высокой степенью обуглероживания ОВ. Кремневая составляющая сложена кварцем и опалом; в шлифах на фоне кремневой массы часто встречаются раковинки радиолярий различной сохранности и многочисленные обломки спикул губок. Карбонатные отложения представлены кальцитом, доломитом, сидеритом, анкеритом. В породах обычно присутствует много сульфидов – молибденит, сульванит, патронит, арсенопирит, пирротин, тетраэдрит, халькопирит, галенит, борнит, халькозин, ковеллин; в зоне окисления много разнообразных сульфатов, ванадатов, оксидов и самородных элементов.

Главными рудными компонентами углеродистых сланцев и фтанитов являются уран, ванадий и фосфор; содержания урана колеблются в пределах 0,05–0,1%. Количественные характеристики распределения ванадия и фосфора в пласте сланцев показаны на рис. 14.6 и 14.7. Очевидно, что содержания пятиокиси ванадия изменяются в пределах 0,2–2,5%, тогда как P_2O_5 местами содержится в количестве 3–5%. Следует также отметить, что в некоторых интервалах ванадиеносной толщи и за ее пределами встречаются пласты, содержащие довольно большое количество фосфоритовых конкреций, в которых содержание P_2O_5 достигает 24–26%.

Опираясь на изучение многочисленных технологических проб, составленных в различных частях месторождений Баласаускандык и Джебаглы, химический состав руд урано-ванадиеносного горизонта Е.А. и С.Г. Анкинович [1968] характеризовали так, как это показано в таблице 63. Здесь были использованы данные полного силикатного химического анализа, выполненного в ЮКГУ Мингео и ГИН Казахской АН ССР.

Геохимическую характеристику таблицы 63 дополняют данные рентгеноспектрографического анализа, выполненного в лаборатории ГИН РАН и позволяющего оценить поведение элементов-примесей; они приведены в таблице 64.

Судя по приведенным цифрам, в глинисто-кремнисто-углеродистых сланцах исследуемого региона интенсивно накапливаются серебро, свинец, молибден, ванадий и стронций; содержание хрома, галлия, бериллия и группы редкоземельных элементов не превышает кларковых содержаний.

В вендско-кембрийских углеродистых сланцах Евразии, судя по данным С.Г Анкиновича, М.М. Адышева, К.Е. Калмурзаева, В.В. Шебалина, В.И. Попова, И.М. Беспалова, И.К. Давлетова, И.Х. Хамрабава, М.В. Неймышева, Л.А. Датыненко и др., кроме всех перечисленных химических элементов встречаются промышленные концентрации Au, W, TR, Re, Se и ряда других рассеянных элементов.

При обсуждении происхождения металлоносных углеродистых сланцев венда-кембрия следует, прежде всего, подчеркнуть, что их накопление осуществля-

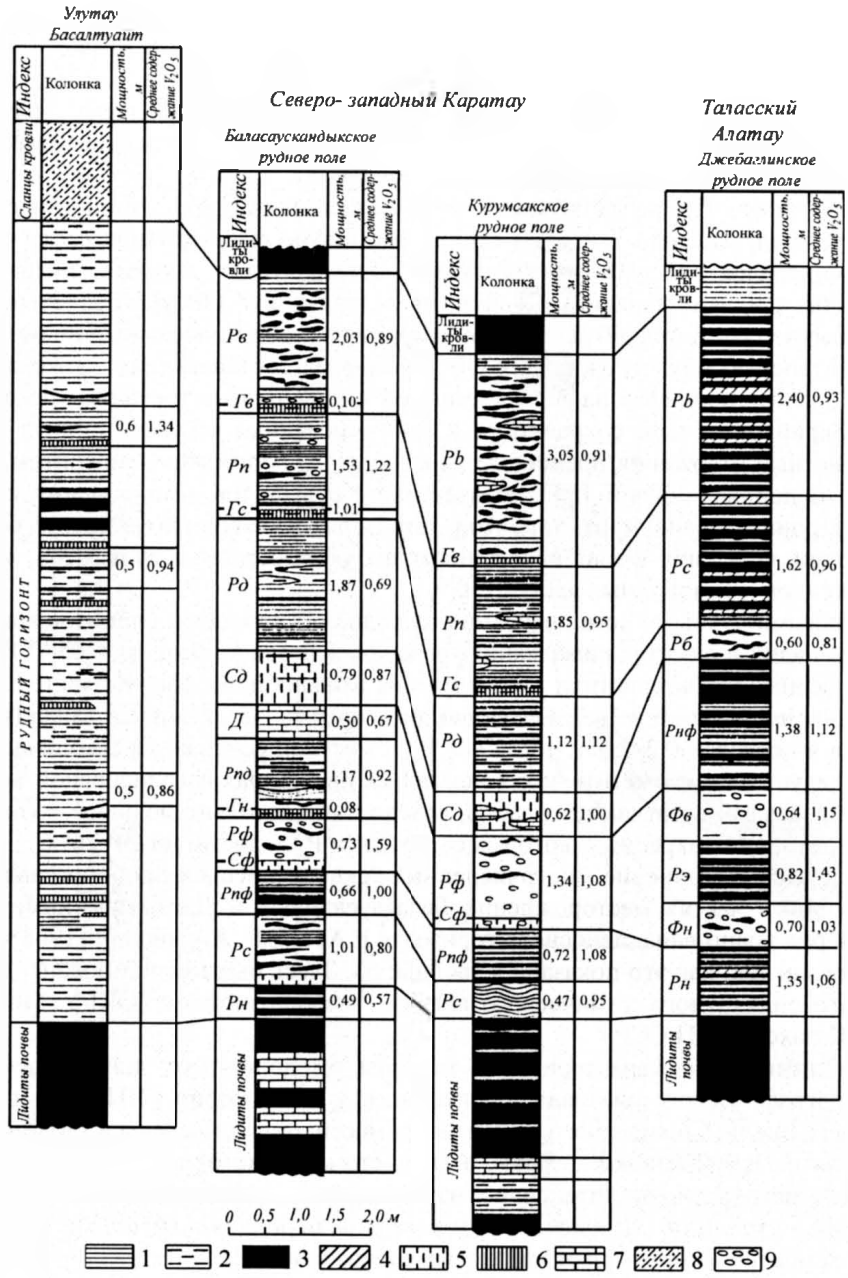


Рис. 14.6. Литогенетические колонки ванадиеносного горизонта [Анкинович, Анкинович, 1968].

1 – углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 2 – углисто-глинистые сланцы; 3 – лидиты и халцедонолиты; 4 – тонкое чередование углисто-глинистых и углисто-серицито-глинистых сланцев; 5 – тонкое переслаивание кремнисто-серицито-глинистых и углисто-кремнисто-глинистых сланцев; 6 – углисто-глинистые аргиллиты; 7 – доломиты и доломитовые известняки; 8 – кремнисто-серицито-глинистые сланцы; 9 – кремнисто-глинисто-фосфоритовые и кремнисто-фосфоритовые конкреции

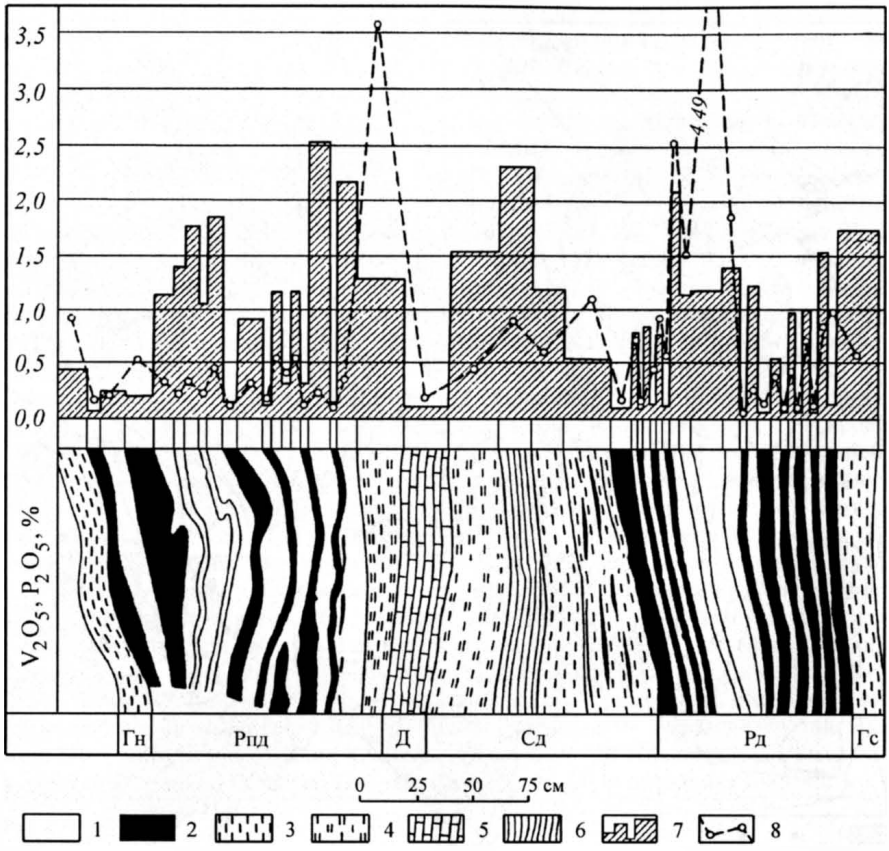


Рис. 14.7. Графики изменения содержаний пятиокиси ванадия и фосфора в ванадиеносном горизонте Северо-Западного Каратау (слои Рпд, Д, Сд, Рд, прослои Гн и Гс) [Анкинович, Анкинович, 1968]

1 – углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 2 – лидиты и кремнистые сланцы; 3 – углисто-глинистые пиритизированные сланцы; 4 – тонкое переслаивание углисто-кремнисто-глинистых, глинистых сланцев с лидитами и кремнистыми сланцами; 5 – доломиты; 6 – тонкое переслаивание лидитов с углисто-кремнисто-глинистыми сланцами; 7 – график изменения содержаний V_2O_5; 8 – график изменения содержаний P_2O_5

лось в мелководных, проливообразных морских водоемах, перемежающихся с участками суши. Как бы ни менять относительное положение вендско-кембрийских поднятий и бассейнов по канонам тектоники плит, из металлогенической карты, изображенной на рис. 14.8, следует, что сочетание крупных, континентальных и мелких островных поднятий и мелководных морских палеоводоемов создавало всю специфику вендско-кембрийской палеогеографии. В результате в отложениях этого времени широкое развитие получают грубые осадки – конгломераты, песчаники, брекчии, тиллитоподобные породы.

Огромное влияние многочисленных участков суши, сложенной докембрийскими породами, усиливалось глубоким химическим выветриванием; в смежные палеоморя поступало большое количество компонентов, определяющих их специ-

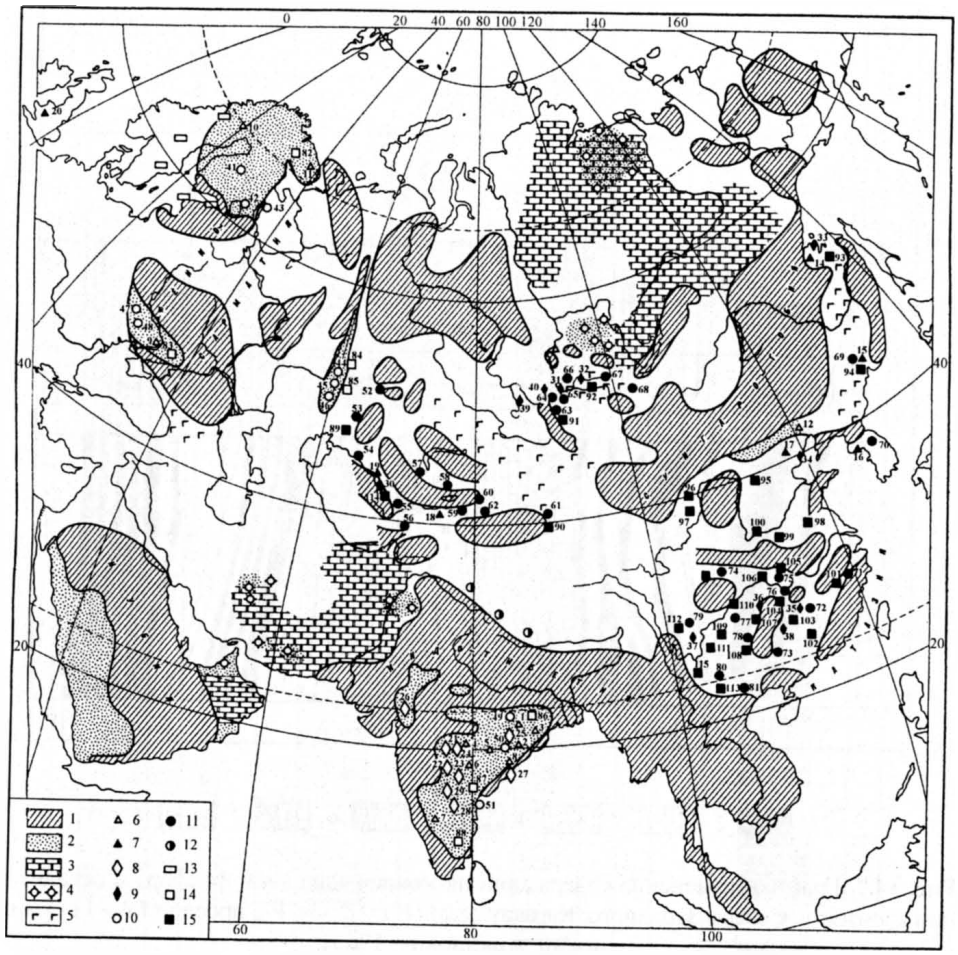


Рис.14.8. Палеометаллогеническая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время

1 – довендская суша, перекрытая толщей более молодых отложений; 2 – довендская суша, выведенная на поверхность процессами эрозии; 3 – доломитовые осадки вендско-кембрийских примесей; 4 – соли, гипсы, гипсоносные мергели в красноцветных отложениях; 5 – районы вулканической деятельности; 6 – железорудные месторождения докембрия; 7 – железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоема; 8 – марганцеворудные месторождения докембрия; 9 – марганцеворудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоема; 10 – ванадиеносные титаномагнетиты докембрия; 11 – ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы); 12 – черные кремнисто-глинистые сланцы с Lingulella (район р.Спити-Паракио); 13 – черные квасцовые сланцы (кольм); 14 – апатитовые рудопроявления докембрия; 15 – рудопроявления и месторождения фосфоритов венда-кембрия. Цифрами на карте обозначены: 1–13 – железорудные месторождения докембрия: 1 – Сингбхум; 2 -Кеонджар; 3 – Гурумахисани; 4 – Джабалпур; 5 – Чанда; 6 – Драг (Райпур); 7 – Кадур; 8 – Бастар; 9 – Кривой Рог; 10 – Кирунавара и др.; 11 – Имандра-Варзуга, Воронья; 12 – Ляонин; 13 – Енисейский кряж. 14–20 – железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоема: 14 – Удско-Селемджинское междуречье; 15 – Ханкайский район (Южное Приморье); 16-северная часть п-ова Корея; 17 – Хуабей; 18 – Джетымтау; 19 – Малый Каратау; 20 – Карвоншир. 21–29 – марганцеворудные месторождения докембрия: гондиты: 21 – Чандвара; 22 – Нагпур; 23 – Байдара;

24 – Балагат; 25 – Гангпур; 26 – Чота Удейпур – Панч Махал; кодуриты: 27 – Визагапатам; 28 – Кадур; 29 – Сандур. 30–40 – марганцеворудные месторождения венда-кембрия: 30 – Малый Каратау; 31 – Усинское (Кузнецкий Алатау); 32 – Сейба (Саяны); 33 – Удско-Селемджинское междуречье; 34 – Вафанзы; 35 – Чайное; 36 – северо-западный склон поднятия Цзиннаня; 37 – провинция Юньнань; 38 – Сянтань; 39 – Мазульское; 40 – Дурнавское (Салаир). 41–51 – ванадиеносные титаномагнетиты докембрия: 41 – Отанмяки; 42 – Вэлимяки; 43 – Пудожгорское; 44 – Кусинское; 45 – Коланское; 46 – Маткальское; 47 – Коростенское; 48 – Миргородское; 49 – Сингбхум; 50 – Дублабер; 51 – Неллор. 52–81 – ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы): 52 – Джаркайнагач (Приишимье); 53 – Улутау; 54 – Баласаускандык (Большой Каратау); 55 – Джебаглинские горы; 56 – Южная Фергана; 57 – Бетпак-Дала (Домбралы); 58 – Кендык-Тас; 59 – Джетымтау; 60 – Сарыджас;61 – Куруктаг; 62 – Калпин-Таг; 63 – Белкидское (Горная Шория); 64 – Белая Уса (Кузнецкий Алатау); 65 – Тамалык (Батеневский кряж); 66 – Сейба (Саяны); 67 – Восточные Саяны; 68 – Хубсугул; 69 – Ханкайский район (Южное Приморье); 70 – северная часть п-ова Корея; 71 – северо-восток провинции Нанчжун; 72 – провинция Северная Цзянси; 73 – юго-восток поднятия Цзяньнаня; 74 – северная часть провинции Сычуань; 75 – поднятие Хуанлин; 76 – северный склон поднятия Цзяннаня; 77 – провинция Гуйджоу; 78 – западный склон поднятия Цзаннаня; 79 – провинция Юньнань; 80 – район Ляокай; 81 – Мау-Кок. 82–88 – апатитовые рудопроявления докембрия: 82 – Гремяха-Вырмес; 83 – Криворожье; 84 – Кусинское; 85 – Копанское; Чернореченское, Маткальское; 86 – Бихара (Патангара-Сонгри); 87 – Куддап; 88 – Трихинополи. 89–115 – рудопроявления и месторождения фосфоритов венда-кембрия: 89 – Улутау; 90 – Куруктаг; 91 – Белкинское (Горная Шория); 92 – Сейба (Саяны); 93 – Удско-Селемджинское междуречье; 94 – Ханкайский район (Южное Приморье); 95 – провинция Шаньси; 96 – западная часть Ордоса; 97 – Богуншань; 98 – западная часть массива Хуайян; 99 – северный склон поднятия Циньлинь; 100 – северо-восток провинции Нанчжунь; 101 – провинция Гуандун; 102 – Чайное; 103 – северный склон поднятия Цзяннаня; 104 – поднятие Хуайян; 105 – поднятие Хуанлин; 106 – северо-запад поднятия Цзяннаня; 107 – западный склон Цзяннаня; 108 – провинция Гуйджоу; 109 – среднее течение Янцзы и Гуйджоу; 110 – р.Янцзы в провинции Юньнань; 111 – провинция Юньнань; 112 – Лаокай; 113 – северная часть провинции Сычуань; 114 – Малый Каратау; 115 – провинция Куньянь

Таблица 63. Средний состав руд месторождений Южного Казахстана (%)

Компоненты	Северо-западный Каратау		Джебаглинские горы		Компоненты	Северо-западный Каратау		Джебаглинские горы	
	Первичные руды	Окисленные руды	Первичные руды	Окисленные руды		Первичные руды	Окисленные руды	Первичные руды	Окисленные руды
SiO_2	73,51	72,84	73,93	66,37	BaO	1,72	1,59	1,76	1,43
TiO_2	0,30	0,40	0,35	0,69	Na_2O	1,22	–	1,00	–
Al_2O_3	4,70	5,07	6,50	10,57	K_2O	1,03	–	1,08	–
Fe_2O_3	5,47	5,51	5,07	6,00	P_2O_5	0,71	0,72	0,71	1,07
Cr_2O_3	0,10	–	0,22	–	V_2O_5	1,00	1,02	1,01	1,02
CaO	3,52	3,38	1,88	3,06	S	0,88	0,90	0,90	0,77
MgO	0,62	0,57	0,49	0,94	Mo	0,02	0,02	0,02	0,02
MnO	0,29	0,31	0,31	0,15	ппп	4,79	5,57	5,56	5,66
					Сумма	99,88	97,90	100,80	97,75

Примечание. Прочерк – компонент не обнаружен.

Таблица 64. Распределение элементов-примесей в углеродистых сланцах Южного Казахстана (%)

Химические элементы	Число проб	Среднее содержание в углеродистых сланцах	Среднее содержание в породах стратисферы [Виноградов, 1962]	Кларк концентрации
Серебро (Ag)	9	$1450 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	1450
Свинец (Pb)	14	$130 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	65
Молибден (Mo)	13	$20 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	10
Ванадий (V)	15	$8{,}2 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	6,3
Стронций (Sr)	14	$15 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$	3,33
Литий (Li)	13	$7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	1,1

фику. Как хорошо видно на рис. 14.8, во всех палеоморях Евразии в это время формировались черные углеродистые сланцы, пеллетовые фосфориты, месторождения марганца и железа, доломитовые толщи. Эта ассоциация химических элементов соответствует составу фемических магматических пород и, по-видимому, отражает поступление в палеоморя продуктов их глубокого химического выветривания.

Накопление органического вещества, давшего начало углеродистым сланцам, происходило в периоды замедленного терригенного поступления компонентов; в это время растворенные кремнезем, фосфор, ванадий, магний, углерод и азот насыщали воды морских палеоводоемов и создавали благоприятную обстановку для расцвета планктогенной жизни. Главную массу ОВ сланцев создавали, по-видимому, радиолярии, остатки которых в изобилии сконцентрированы в кремнистых породах; на мелководье к ним присоединялись кремневые губки, спикулы которых перемещались волнениями и часто обнаруживаются в зонах мелководья.

Как предполагали Н.Г. Кассин, С.Г. Анкинович, Н.М. Салов и др., наддонные воды томмотского моря Каратау были насыщены сероводородом; об этом свидетельствует отсутствие следов донной фауны и широкое распространение седиментационно-диагенетических сульфидов. Возможно, что присутствие H_2S в нижних гидрологических этажах водоема способствовало лучшей сохранности ОВ в осадках [Архангельский, 1927].

Слоистость черносланцевой толщи правильнее всего трактовать как сезонное явление. Если это так, то предположение С.Г. Неручева [1982] о гибельном влиянии привноса урана становится сомнительным; не единовременная массовая гибель планктона, а его расцвет отражается в усилении сезонного поступления ОВ на дно древних морей.

Судьба многих химических элементов «пятиметальной формации» (U, V, Co, Ni, Mo), изначально растворенных в морской воде, была тесно связана с жизнью планктона. Как было показано нами в ряде работ [Холодов, Недумов, 1982; Холодов и др., 1983], вряд ли правильно рассматривать процесс концентрации металлов в сланцах как действие единовременного «биологического фильтра». Прижизненное накопление металлов планктогенными организмами составляет только малую часть всего многостадийного и длительного процесса формирования руд. Большую

долю в это явление вносит минерализация мертвого ОВ, усиливающее воздействие сероводородного заражения вод, окисление и исчезновение масс ОВ в илах, увеличивающее долю накопленных в осадке металлов, диагенетическое их перераспределение в обводненных илах палеоводоема и, наконец, катагенетическое преобразование ОВ в условиях высокиъх температур и давлений, битумообразование и обуглероживание остаточной органики. В результате катагенетического или гипергенного перераспределения компонентов в углеродистых сланцах возникает вся гамма редкометальных минералов, описанных выше.

О геохимических критериях сероводородного заражения в древних палеоводоемах

Современная и плиоцен-четвертичная история Черного моря, хорошо известная благодаря работам Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, Э.А. Остроумова, И.И. Волкова, Ю.И. Сорокина и др., позволяет четко различать осадки современных и древнечерноморских илов, возникшие в условиях сероводородного заражения, и более древние новоэвксинские отложения, несомненно, образовавшиеся на дне водоема с кислородным режимом наддонных вод.

Вместе с тем, хорошо известно, что в водоемах с сероводородным заражением придонных слоев воды бывает полностью подавлена глубоководная бентосная пленка; в них развивается дисгармония между планктогенной пленкой жизни и бентогенным ее отражением на дне. Иначе говоря, осадки сероводородных палеоводоемов в силу токсичности H_2S не содержат глубоководной бентогенной фауны и выглядят как палеонтологически немые образования. Наконец, хорошим индикатором сероводородного заражения вод являются так называемые «рыбные кладбища» – скопления фосфатизированных рыбных скелетов и их обломков, что, по мнению А.Д. Архангельского [1927], объясняется отсутствием бентосных «скавенжеров», способных уничтожить органические остатки на дне и в илах.

Среди кайнозойских отложений Черноморского и Крымско-Кавказского региона очень широко распространены доманикиты и тонкослоистые глинистые образования с повышенным содержанием ОВ; учитывая перечисленные выше палеоэкологические признаки, среди них можно очень условно выделить группу черных сланцев, сформировавшихся в сероводородных палеоводоемах и группу черных сланцев, возникших в кислородсодержащих водах. К первой группе принадлежат тонкослоистые современные черные глубоководные илы Черного моря, очень сходные с ними древнечерноморские осадки того же водоема, сарматские новогрозненские доманикиты с многочисленными включениями фосфатизированных скелетов рыб, их обломков и чешуи, некоторые горизонты майкопских отложений, не содержащие фаунистических остатков или обогащенные фосфатизированными рыбными остатками. Во второй группе осадков хорошо аэрируемых бассейнов находятся новоэвксинские осадки Черного моря, содержащие избыток гидроксидов железа и зурамакентские слои майкопских глин, в которых встречены обильные следы ходов илоедов.

Для более точной диагностики тех или других образований В.Н. Холодов и Р.И. Недумов [1991; 2005] предложили объединить палеоэкологический и геохимический методы наблюдений и использовать в качестве индикатора сероводородного заражения отношение содержаний Mo/Mn в осадке или породе. Обоснованием для применения молибденового модуля послужило то обстоятельство,

что молибденит (MoS_2) (главная форма осаждения этого элементв в присутствии H_2S) отличается от многих сульфидных минералов максимальной энергией кристаллической решетки. Согласно А.Е. Ферсману [1933] и А.А. Саукову [1951], энергия кристаллической решетки сульфидов изменяется следующим образом:

		U(по экам)
Молибденит MoS_2	–	2766
Пирит FeS_2	–	1132
Сфалерит ZnS	–	858
Галенит PbS	–	717

Это означает, что при самых небольших количествах H_2S в морской воде в первую очередь в твердую фазу будет переходить молибден в форме молибденита.

В отличие от молибдена марганец неохотно образует сульфиды, отличается ярко выраженной поливалентностью (Mn^{+2}, Mn^{+3}, Mn^{+4}, Mn^{+5}, Mn^{+6}, Mn^{+7}), причем высшие его окислы MnO_3 и Mn_2O_7 являются ангидридами кислот. Благодаря всем этим свойствам Mn растворяется в кислой сероводородной среде. Общеизвестно, что содержание марганца в водах сероводородной зоны Черного моря достигает значений 230–350 мкг/л, т.е. в водах этой части водоема содержится около $130 \cdot 10^6$ т марганца. Такая масса металла обычно извлекается из $520 \cdot 10^6$ т высококачественной руды с содержанием полезного компонента в 25%. Соответственно илы анаэробных бассейнов содержат сравнительно невысокие количества Mn. Сходные закономерности устанавливаются в ряде других морских сероводородных впадин мира [Холодов, 2002].

Итак, при сероводородном заражении наддонных морских вод молибден в форме молибденита усиленно осаждается на дно, тогда как поступление марганца в осадок ограничивается его растворением в наддонных водах.

Можно предполагать, что диагенетические преобразования богатых органикой (а также H_2S и CO_2) илов слабо изменяют эти сложившиеся соотношения. Для проверки «работоспособности» молибденового модуля во всех изученных нами кайнозойских отложениях Черного моря и Предкавказья было определено отношение Mo/Mn; результаты представлены в таблице 65.

Очевидно, что применение молибденового модуля (Mo/Mn) позволяет довольно определенно характеризовать газовый режим палеоводоемов, в которых происходили процессы осадконакопления; сотые доли этого отношения типичны для аноксидной среды, тысячные – для кислородной.

Таким образом, молибденовый модуль является довольно действенным геохимическим методом для палеореконструкций. Попрубуем применить его для проверки предположений о газовом режиме эоценового палеозера Грин-Ривер, среднемиоценового морского палеобассейна Восточного Предкавказья и томмотского морского палеоводоема Большого Каратау.

Результаты соответствующих расчетов можно выразить следующим образом:

		Mo/Mn
Эоценовые горючие сланцы Грин-Ривер	–	0,14
Миоценовые доманикиты Предкавказья	–	0,002
Углеродистые сланцы Каратау	–	0,086

Таблица 65. Поведение молибденового модуля (Mo/Mn) в отложениях морей с разным газовым режимом [Холодов, Недумов, 2005]

Отложения палеоводоемов с сероводородным заражением; возраст, район	Число образцов	Mo/Mn	Отложения палеоводоемов с кислородным режимом; возраст, район	Число образцов	Mo/Mn
Современные, Черное море [Hirst, 1974]	17	0,03			
Современные, Черное море [Волков и др., 1973]	16	0,05	Новоэвксинские, Черное море [Hirst, 1974]	37	0,003
Древнечерноморские, Черное море	10	0,04			
Древнечерноморские, Черное море [Волков и др., 1973]	16	0,18			
Новогрозненские, р. Сулак	21	0,02	Зурамакентские, р. Сулак	6	0,003
Горизонт Рики, р. Сулак	10	0,11	Чокракско-караганские, р. Сулак	33	0,003
Караджалгинские, р. Кубань	9	0,06	Чокракско-караганские, р. Элистанжи	62	0,003
Караджалгинские, р. Суркуль (скважина)	19	0,04	Чокракско-караганские, р. Малая Рошня	37	0,001
Майкопские, р. Кубань	20	0,04	Чокракско-караганские, р. Фортанга	47	0,003

Можно сделать вывод, что величина молибденового модуля в сланцах формации Грин-Ривер и Каратау подтверждает предположения В. Бредли [Bradley, 1966] и У. Робинсона [1980], а также С.Г. Анкиновича [1968] и В.Н. Холодова [1973] о существовании в этих палеоводоемах наддонного сероводородного заражения. Наоборот, миоценовые доманикиты Предкавказья, по-видимому, были сформированы в морском палеоводоеме с типичным кислородным режимом и, возможно, высокой гидродинамической активностью водных масс.

Проблемы геохимии элементов-примесей в черных сланцах

Эмпирическая база изучения геохимии элементов-примесей в черных сланцах, несмотря на ряд обобщающих работ К. Краускопфа, В.Р. Клера, Л.А. Гуляевой, В.М. Богомазова, С.В. Щербакова, Е.М. Поплавко, Я.Э. Юдовича, М.И. Кетрис, Ю.Н. Занина, Г.В. Войтковича, Ю.И. Холодкова, Н.А. Созинова, Ю.О. Гаврилова, V.E. McKelvey, H.J. Bowen, J.D. Vine, E.B. Thourtelot и др. все еще остается недостаточной для широких теоретических обобщений.

Общий статистический подход, целью которого является установление средних содержаний химических элементов, полностью оправдывает себя при исследовании различных типов осадочных пород, но обычно оказывается менее результативным при изучении биолитов. Действительно, геохимическая индивидуальность биологических объектов – растений, бактерий и животных – настолько велика, что попытки усреднить их характеристики часто дают эфемерные результаты. Еще более пестрая картина распределения элементов-примесей возникает

благодаря многообразию минеральных фаз и растворов, участвующих в миграции и концентрации осадочного материала в зоне осадкообразования, многостадийности осадочного процесса и особенно в связи с металлогенической специализацией разных геологических провинций.

Исходная *пестрота геохимической характеристики* черных сланцев очень усложняет проблему их изучения. С другой стороны существует ряд объективных *методических* трудностей при определении содержания элементов-примесей именно в черных сланцах. Прежде всего, следует подчеркнуть сложность стандартного опробования этих образований; каждый исследователь применяет свои методы отбора проб (сложно представительная проба, борозда, штуфовое опробование, отбор индивидуальных образцов и т.д.), что, несомненно, влияет на общую характеристику этих весьма неоднородных объектов. Характерно также, что точность и воспроизводимость различных аналитических методов определения элементов-примесей в разных лабораториях и с помощью разных методов варьируют в очень широких пределах.

В результате одни и те же геологические объекты часто получают весьма расплывчатую геохимическую характеристику. Так, в работе В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [1980] было показано, что содержания элементов-примесей в сузакских горючих сланцах Таджикистана по материалам различных авторов практически не совпадают (табл. 66).

Таблица 66. Содержание химических элементов в горючих сланцах Таджикистана (сузакский ярус) по данным разных авторов, %

Источник данных	Число образцов	Содержание химических элементов			
		V	Ni	Cu	Mo
Л.А. Гуляева, Е.С. Иткина, 1974	10	0,99	0,075	0,0005	не опр.
Е.Н. Поплавко и др., 1977	3	0,13–0,50	0,06–0,20	0,02–0,04	0,39–2,47
С.Э. Эргашев, 1983	6	0,23	не опр.	не опр.	0,94
Г.В. Войткович и др. 1983	19	0,023–0,29	0,02–0,13	0,0003–0,023	0,023–0,13

Интерполируя приведенные данные на другие месторождения черных сланцев, приходится сильно сомневаться в истинности наших геохимических представлений о их составе, основанных на обобщении литературных данных.

Даже в тех случаях, когда черносланцевые отложения исследуются путем стандартного опробования и общими аналитическими методами, результаты изучения вселяют сомнения. Так, например, в статье Ю.И. Холодкова [1983] недавно были опубликованы данные, характеризующие закономерности поведения элементов-примесей в отложениях Кендырлыкского (пермо-триас, Казахстан), Кашпирского, Новодмитровского (юра, Поволжье), Туапсинского (юра, Кавказ) и Болтышского месторождений (палеоген, Украина). Если сравнить цифры, приведенные автором, со средним содержанием химических элементов в стратисфере, рассчитать средние кларки концентраций и расположить элементы в порядке убывания этих величин, то можно получить картину, изображенную в таблице 67.

Таблица 67. Кларки концентраций в различных месторождениях горючих сланцев

Кендырлыкское м-ние (6 проб)	Кашпирское м-ние (3 пробы)	Новодмитровское м-ние (4 пробы)	Туапсинское м-ние (4 пробы)	Болтышское м-ние (7 проб)
Mo – 15	P – 11	Yb – 18	Yb – 9	Yb – 18,5
Yb – 15	Mo – 10	P – 5	Mo – 5	Sn – 4
P – 8	Yb – 9	Ba – 4	V – 3,5	P – 4
Sn – 4	Ni – 2,5	Y – 3	Be – 3,2	Pb – 3
Se – 3	Cr – 2,2	Mo – 3	Ba – 3,0	Be – 2
Mn – 2	Pb – 2	Be – 2,7	Co – 2,2	Cu – 1,8
Sr – 2	Sr – 1,5	Cr – 1,7	Pb – 2,0	Mo – 1,5
V – 1,6	Be – 1,3	Ni – 1,6	Ni – 1,7	Sr – 1,2
Ti – 1,3	Ti – 1,2	V – 1,35	Cu – 1,5	Ga – 1,1
Cr – 1,2	Ba – 1,2	Pb – 1,30	Sr – 1,3	Ti – 1,1
	V – 1,1	Ti,Zr,Sr – 1,1	Ti – 1,1	Se – 1
ниже кларка: Zr, Ba, Ga, Zn, Co, Cu, Y, Pb, Ni	ниже кларка: Co, Se, Ga, Zr, Y, Mn, Zn	ниже кларка: Se, Co, Mn, Ga, Cu, Zn,	ниже кларка: Be, Zr, Y, Se, Zn, Ga, Mn	ниже кларка: Cr, V, Co, Zn, Ba, Mn, Ni, Zr, Zn, Y

При анализе таблицы приходится признать, что ряды химических элементов, расположенных по убыванию величины кларков концентрации, в каждом изученном месторождении очень сильно различаются. Только какие-то очень туманные общие закономерности объединяют их геохимическую характеристику. Так, например, представляется, что иттербий, молибден и фосфор чаще концентрируются в горючих сланцах, а титан, хром и ванадий, наоборот, обычно накапливаются в них слабо и не всегда. В целом же, отличий в геохимическом составе горючесланцевых месторождений больше, чем сходства.

Весьма интересный геохимический материал был получен нами при исследовании среднемиоценовых доманикитов Восточного Предкаказья [Холодов, Недумов, 1981]. Здесь с помощью 500 индивидуальных образцов, равномерно характеризующих глинистую часть чокракско-караганских отложений восточной части Чеченской впадины, были опробованы 5 полных разрезов этого интервала (по рекам Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су) (см. рис. 8.5). В каждом образце с помощью химического анализа определено содержание $C_{орг}$, CO_2, Fe, Mn, Ti, Zr, P; количественным рентгеноспектральным анализом выявлено содержание V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo. Всего было выполнено 7775 частных определений различных химических элементов.

В глинистых толщах среднего миоцена были выделены 6 главных стратиграфических горизонтов доманикитов, которые были прослежены затем на территории всей Чеченской впадины; кроме основных горизонтов в отдельных разрезах обнажились еще 4 дополнительных интервала, спорадически содержащие черные «книжные» глины. В каждом стратиграфическом интервале, где развиты черносланцевые

отложения, были выявлены те химические элементы-примеси, которые накапливаются по отношению к своему кларку в стратисфере. Распределение всех таких химических элементов в разрезах и на площади охарактеризовано в таблице 68.

Таблица 68. Ассоциации химических элементов, накапливающихся в доманикитах среднемиоценового профиля Чеченской впадины

Горизонты доманикитов	Разрезы литологического профиля				
	р. Фортанга	р. М. Рошня	р. Элистанжи	р. Ярык-су	р. Сулак
VI		V, Ge, Pb, Mo, Fe, Mn			
V	Ge, Pb, Fe	Mn	Ni,Co, Pb, Fe, (?)	V, Zn, Fe, Mn	
IV	Pb, Fe	Pb, Fe	V, Pb, Mo, Fe	Zn, Mo, Fe, Mn	
IIIA			V, Co, Pb, Mo, Mn		
III	Fe	V, Cr, Fe	V, Pb, Mo, Fe	V, Pb, Zn, Fe	V, Co, Mo, Fe
IIB	Pb, Mo, Fe, Mn	V,Mo,Fe,Mn			
IIA	Pb, Fe	Pb, Mo, Mn			
II	Pb, Fe	Co, Mn	V, Pb, Ge, Fe	V, Sn, Fe	Pb, Fe
I			V, Pb, Mo, Fe	Zn, Fe, Mn	
IB	Mo, Fe				
IA	Ni, Co, Mo, Fe	Mo	V, Cu, Mo, Fe		

Примечание. Пустые клетки соответствуют стратиграфическим интервалам, в которых доманикиты отсутствуют или фациально замещаются другими разновидностями глин.

Из приведенных в таблице данных четко видно, что ассоциации концентрирующихся в черных сланцах элементов в одних и тех же пластах явно меняются при переходе от одного разреза к другому. Любопытно, что рост содержаний $C_{орг}$ в черных сланцах, как правило, также сопровождается ростом концентраций элементов-примесей и расширением состава накапливающихся химических элементов.

Так как в современном речном стоке 95–100% Al, Fe, Ga, Mn, Nb, Rb, Sc, Th, Ti, V, Zr, Zn, Co, Cr, Cs и TR преимущественно мигрируют в форме взвеси (это обстоятельство было подробно рассмотрено нами в предыдущих главах см. например, главу 4, табл. 8), можно считать, что накопление элементов-примесей в черных сланцах является не простым химическим их извлечением из растворов органическим веществом, а сочетанием механического и биохимического совместного осаждения разных по происхождению компонентов.

Главной средой концентрации этих разнородных форм элементов-примесей являлись, по-видимому, затишные участки дна, в пределах которых осаждались и тонкая терригенная муть, и остатки планктогенного органического вещества,

взаимодействующие между собой и в водной массе среднемиоценового палеоводоема, и в полужидких илах после захоронения. В конечном счете, в западинах дна образовывался своеобразный «свал», содержащий разные ассоциации элементов-примесей. Он служил резервом для последующего диагенетического взаимодействия между твердыми фазами илов, иловыми водами и органическим веществом, подвергавшимся микробиологическому разложению.

Первичная геохимическая неоднородность осадка, по-видимому, еще долго проявляла себя в пестроте диагенетических преобразований. Так, например, в исследуемых черносланцевых толщах положительная корреляция ОВ с различными элементами-примесями по-разному реализовывалась в разных частях палеоводоема. В работе [Холодов, Недумов, 1980] было показано, что в разрезе р. Сулак положительная корреляция устанавливается между $C_{орг}$ и Mo (+0,435), Cu (+0,430), Fe (+0,364), и Ni (+0,206), а в разрезе р. Элистанжи она проявляется уже с Mo (+424), Pb (+0,421), Cu (+0,412), Fe (+0,375); все остальные элементы-примеси положительной связи с ОВ здесь не обнаруживают.

Такая же сложная геохимическая картина устанавливается при изучении углеродистых сланцев. Исследования В.А. Мележика с соавторами [1988], охватившие углеродсодержащие докембрийские толщи Кольского полуострова, позволяют оценить поведение элементов-примесей в сильно преобразованных и измененных древних толщах. В таблице 69 приведены кларки концентрации различных химических элементов, обогащающих разновидности углеродистых сланцев протерозоя, составленные по материалам В.А. Мележика с соавторами.

Обобщая приведенный материал, В.А. Мележик писал: «... Можно выявить весьма значительные вариации в содержаниях рудных и малых элементов, определяемые самыми различными факторами, что приводит в конечном итоге к формированию качественно различающихся ассоциаций элементов не только в разновозрастных отложениях, но и в синхронно отлагающихся осадках« [Мележик и др., 1988, с. 157].

Столь же многообразны и рудные месторождения, пространственно связанные с древними углеродистыми сланцами. Еще в середине 50-х годов прошлого столетия многие исследователи утверждали, что с углеродистыми сланцами ассоциируют месторождения так называемой «пятиметальной формации»; в нее входили концентрации ванадия, урана, кобальта, никеля и молибдена. Позднее, благодаря работам М.Н. Альтгаузена, Д.П. Сердюченко, Н.А. Созинова с соавторами, Н.П. Ермолаева, С.Г. Анкиновича, В.Н. Холодова, А.В. Ильина, Э. Хейнриха, Ф.Г. Гурари, В.М. Гавшина, Св.А. Сидоренко, А.В. Синицына, Т. Бейтса, Э. Стропа, а за рубежом – V.E. McKelvey, C.S. Ross, W.L. Whitehead, V.E. Swansona, M.G. White, J.B. Vine, E.B. Tourtelot и др., список рудных месторождений редких элементов в сланцах сильно расширился, видоизменился и пополнился. Общая картина рудной специализации углеродистых сланцев оказалась крайне сложной. Среди рудных компонентов, накапливающихся и извлекаемых из сланцев, были обнаружены: золото, медь, серебро, уран, ванадий, вольфрам, свинец, цинк, платиноиды, молибден и ряд других редких металлов.

Общеизвестно, что архейские зеленокаменные пояса являются важнейшими золоторудными провинциями мира. Золоторудные залежи в них обычно бывают представлены кварцевыми жилами, гидротермальными штоками, золотоносными зонами рассланцевания и линзовидными пластами. По словам В. Эммона «в зеле-

Таблица 69. Кларки концентраций элементов-примесей в углеродистых сланцах и их гомологах в протерозое Кольского полуострова

Углеродистые метапелиты ятулия (47 проб)	Углеродистые метапелиты калевийского отдела (5 проб)	Углеродисто-сульфидные метапсаммиты калевийского отдела (153 пробы)	Углеродистые метапелиты калевийского отдела (257 проб)
Th – 1,6	Pb – 5,8	Zn – 6,5	Zn – 17
U – 1,5	Zn – 4,4	U – 4,7	Au – 7,8
Mo – 1,5	Mn – 2,2	Ge – 3,9	U – 2,9
V – 1,4	Ni – 1,8	Pb – 3,6	Ni – 2,6
Ga – 1,3	Co – 1,8	Au – 2,8	Ag – 2,5
Pb – 1,3	Cu – 1,7	Ag – 2,4	Cu – 2,4
ниже кларка: B, Ag, Ge, Cr, Ni, Mn	Au – 1,7	Mo – 1,8	Mo – 2,2
	B – 1,75	Ni – 1,8	Mn – 2,0
	Cr – 1,2	Cu – 1,6	Pb – 1,7
	V – 1,2	Sn – 1,4	Sn – 1,7
	Ga – 1,1	Cr – 1,3	Co – 1,3
	ниже кларка: U, Th, Sn, P	V – 1,3	Ga – 1,2
		Th – 1,2	Cr – 1,17
		Mn – 1,2	V – 1,03
		Ga – 1,1 ниже кларка: Co, P, B	ниже кларка: Th, P, B

нокаменных поясах золота нет только в том случае, если его не искали». Естественно, что черносланцевые толщи в этих районах обычно существенно обогащены золотом. В качестве примера можно привести золоторудные месторождения Южной Африки – Консорт, где оруденение связано с тонкослоистой окремненной породой, содержащей золото с арсенопиритом и пирротином, сконцентрированной вблизи от контакта свит Онвермахт и Фиг-Три, и месторождение Шеба, где золото обогащает зоны пиритизации [Синицын, 1990].

В протерозойских толщах различных районов мира черные сланцы отличаются более сложной металлогенией. Так, например, в пределах района Оутокумпу (Финляндия) в углеродистых толщах концентрируются Cu, Co, Ni и золото, в черносланцевых отложениях Уайт-Пойнт (свита Нонсач США) локализованы руды Cu, Ag, Pb и Zn; подробное описание последних читатель может найти в главе 12 данной монографии.

Геохимически чрезвычайно пеструю картину представляют черносланцевые толщи вендско-кембрийского возраста; их локализация показана на рис. 14.8. Повсеместно в отложениях вендско-кембрийской эпохи широким распространением пользуются месторождения углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих уран, ванадий, селен, рений и серебро; эталоном таких рудных образований могут служить месторождения Баласаускандык и Джебаглы (Казахстан), упоми-

навшиеся в предыдущих разделах. На их фоне выделяются одновозрастные им золото-платиновое месторождение Мурунтау (Узбекистан), золото-вольфрамовое месторождение Кумтор (Киргизия), ванадиево-урано-селеновые и вольфрам-киноварь-висмутовые рудопроявления Янузятаня и Душаня (юго-западный Китай), молибден-вольфрамовые месторождения Пхеньяна (Корея). Особое место занимают квасцовые сланцы южной Швеции, в которых установлено очень высокое содержание урана и ванадия [Хейнрих, 1962].

В девонских и пенсильванских углеродистых сланцах Чаттанга (штаты Теннесси, Алабама, Кентуки, США) известны высокие содержания урана, молибдена, олова и мышьяка; интересно, что молибденовый модуль этих образований позволяет однозначно относить их к бассейнам с ярко выраженным сероводородным заражением вод [Мейнард, 1985].

В пермских углеродисто-кремнистых сланценосных толщах формации Фосфория, в месторождениях штата Айдахо (США), во время Второй Мировой войны в промышленных количествах добывался ванадий; в них содержится от 1,5 до 2,5% V_2O_5, до 0,1% Mo, до 0,3% Ni и до 0,1 % Se. Хорошо исследованы также пермские (цехштейновые) углеродистые сланцы Манфельда (Германия), в которых накапливались Cu (1–5%), Pb (0,5–0,6%), Zn (до 0,5%), а также серебро, уран, ванадий, никель, кобальт и молибден.

В целом, геохимическая специализация черносланцевых толщ заметно эволюционирует во времени: от золоторудной в архейских зеленокаменных поясах она переходит к урано-ванадиево-молибден-вольфрамовой в венде и кембрии, затем к урано-ванадиево-молибденовой в среднем и верхнем палеозое.

Характерно, что рудные ассоциации металлов в углеродистых сланцах теснейшим образом связаны с металлогенией регионов; более того, можно даже утверждать, что в некоторых случаях углеродистые сланцы являются своеобразным индикатором металлогенической специализации провинции. Так, например, развитие меденосных эффузивов в протерозое озера Мичиган отражается в виде появления меденосных сланцев Нонсач (США), а золотрудная специализация ультраосновных коматиитов в зеленокаменных поясах архея вызывает массовое развитие золотоносных углеродистых сланцев в древнейших слоях Земли.

В конце прошлого века в геохимической литературе большое внимание стало уделяться проблеме возникновения ассоциаций химических элементов в черных сланцах; в работах Дж. Пирсона [1971], Д. Уильямса [1975], Л.Я. Кизильштейна [1983], Я.Э. Юдовича [2001] делается попытка подвести чисто химическую базу под процессы взаимодействия металлов с органическим веществом и объяснить прочность связей между металлом и ОВ простыми свойствами растворов. В результате появилась концепция жестких-мягких кислот и оснований (ЖМКО), которой стараниями Я.Э. Юдовича [2001] была возведена даже в ранг теории, хотя, как мы увидим дальше, это далеко не так.

В соответствии с предложениями Д. Уильямса [1975], концепция ЖМКО расширяет понятие о кислотах и основаниях, определяя первые как растворенные частицы, способные принимать пару электронов, а вторые – как способные их отдавать. В этих построениях сила кислоты определяется не степенью диссоциации в %, как это делается в классической химии, а интегральной «константной мягкости», учитывающей полярность и электроотрицательность ионов, тогда подвижность электронов в данном соединении будет определять «жесткость»

или «мягкость» поведения частиц в растворе, значительное количество растворимых соединений будут поделены на «жесткие» и «мягкие» «кислоты» и «основания», и можно будет вывести основное правило ЖМКО; прочные металлоорганические соединения образуются только в случае взаимодействия однотипных кислот и оснований – жестких с жесткими, мягких с мягкими.

К сожалению, эта очень интересная гипотеза в случае с металлами и черными сланцами повисает в воздухе; степень изученности органического вещества в черных сланцах в большинстве случаев не позволяет выделять более или менее индивидуализированные органические соединения. Как мы видели выше, дело осложняют также фазовые превращения химических элементов и ОВ, а также многостадийность процессов сланцеобразования и сложности реальной металлогении.

Можно надеяться, что в будущем гипотеза ЖМКО сможет подняться до высот теории, но в настоящее время ее утверждение требует серьезной работы и всесторонней проверки. Во всяком случае, здесь следует присоединиться к словам Я.Э. Юдовича и не делать из этого предположения «культа».

Литература

Аллен Ф.А., Коллинсон Дж.Д. Озера. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. С. 85–122.

Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 270 с.

Анкинович Е.А., Анкинович С.Г. Условия накопления и формирование рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356–375.

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Сов. нефт. пром., 1927. *183 с.*

Барташевич О.В., Жмур С.И., Емец Т.П. Нефтематеринский потенциал горючих сланцев платформенного палеозоя СССР // Советская геология. 1982. № 8. С. 9–15.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 412–425.

Войткевич Г.В., Кизильштейн Л.Я., Холодков Ю.И. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. 156 с.

Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1982. 100 с.

Гуляева Л.А., Завьялов В.А., Поделько Е.Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 103 с.

Гуляева Л.А., Иткина Е.С. Микроэлементы углей, горючих сланцев и их битуминозных компонентов. М.: Наука, 1974. 92 с.

Жмур С.И. Закономерности формирования морских биогенных углеродистых пород Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: Изд-во ЛОПИ, 1990. 49 с.

Завьялов В.А. Молибден в среднефранских породах Притиманья. В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М.: Наука, 1965. С. 107–116.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ, 1954. 499 с.

Иткина Е.С. К вопросу о геохимии галлия в осадочных породах. В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М.: Наука, 1965. С. 74–94.

Йен Т.Ф. Структурные аспекты органических компонентов горючих сланцев // Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 124–142.

Йен Т.Ф, Чилингаран Дж.В. Общая характеристика состояния исследования горючих сланцев. В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 9–17.

Кизильштейн Л.Я. Концепция жестких, мягких кислот и оснований и концентрация металлов в ископаемом органическом веществе. В кн.: Роль органического вещества в концентрировании металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. С. 109–115.

Менард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 358 с.

Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский Н.Л. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. Л.: Наука, 1988. 200 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 101 с.

Пирсон Р.Дж. Жесткие и мягкие кислоты и основания. В кн.: Успехи химии. Вып. 7. 1971. Т. XI. С. 1256–1282.

Поплавко *Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С.* Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения о их генезисе // Геохимия. 1978. № 9. С. 1411–1418.

Робинсон У.Е. Происхождение и характеристика горючих сланцев Грин-Ривер. В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 67–84.

Сауков А.А. Геохимия. М.: ГИГЛ, 1951. 382 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Недра, 1990. 492 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа (опыт фациально-геохимического исследования). М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.

Уильямс Д. Металлы жизни. М.: Мир, 1975. 290 с.

Успенский В.А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении в земной коре. Л.: ГОНТИ, 1956. 102 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 308 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т.I. М.: ОНТИ, 1933. 458 с.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного сырья. М.: ИЛ, 1962. 606 с.

Холодков Ю.И. Концентрация металлов в горючих сланцах. В кн.: Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. С. 76–87.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.

Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 454–474.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Гидродинамика палеоводоема как фактор распределения химических элементов в процессе седиментации // Труды Межд. геол. конгр. Париж. М.: Наука, 1980. С. 129–135.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования черных сланцев. В кн.: Седикахиты на разных стадиях литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 136– 147.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава меловой Атлантики // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 2. С. 421–424.

Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.И. Количественные палеогеографические реконструкции диагенетических преобразований в осадочных породах // Геохи-

мия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 207–217.

Холодов В.Н., Шмариович Е.М., Недумов Р.И. Проблемы генезиса редкометальных и свинцово-цинковых месторождений // Геология рудных месторождений. 1983. № 5. С. 103– 110.

Швецов М.С. К вопросу о номенклатуре, терминологии и классификации осадочных пород. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3-4. Львов: Изд. ЛГУ, 1956. С. 109–121.

Шенкс В.К., Сейфрид У.Е., Мейер У.К., О'Нейл Т.Дж. Минералогия горючих сланцев. В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980. С. 84–108.

Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М :Недра,1974. 256 с

Эргашов С.Э. Закономерности распределения химических элементов в черных сланцах сузакского яруса Таджикистана. В кн.: Геохимия палеогена Средней Азии. Ташкент: Изд-во ТГУ, 1983. С. 15–62.

Юдович Я.Э. Курс геохимии осадочных пород (избранные главы). Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского ун-та, 2001. 282 с.

Bradley W.H. Tropical Lakes, Sapropel and Oil Shale // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. V. 77, P. 1333–1337.

Burlingame A.L., Haug P.A., Schnoes H.K., Simoneit B.R. Fatty Acids Derived from the Green River Formation Oil Shale by Extraction and Oxidations // A Rewiew. Adv. Org. Geochem., 1968. Proc. Int. Congr. 4th Pergamon, Oxford, 1969. P. 85–129.

Cook E.W. Elemental abundances in Green River oil shale // Chemical Geology. 1973. V. 11. №4. P. 321–325.

Cole R.D., Pickard M.D. Sulfur-isotope variations in marginal lacustrine rocks of the Green River Formation, Colorado and Utah. In: Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. V. 31, Tulsa, 1981. P. 261–275.

Gavin J.M. Oil Shale. Washington Government Printing office, 1924. 201 p.

Hirst D.M. Geochemistry of Sediments from Eleven Black Sea Cores. In: Black Sea – Geology, Chemistry and Biology // Am. Assoc. Petrol. Geologists. Tulsa. Oklachoma. USA. 1974. P. 430– 456.

Schmidt-Collerus J.J., Prien C.H. Investigation of the Hydrocarbon Structure of Kerogen from Oil Shale of the Green River Formation // ACS. Div. Full. Chem. 1974. V. 19 (2). P. 100–108.

ГЛАВА 15
ГЕОХИМИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфоритами принято называть осадочные породы, содержащие более 18% пятиокиси фосфора (P_2O_5) преимущественно в виде минералов фосфата кальция. По своему происхождению эти образования представляют собой производные биосферы и несомненно принадлежат к так называемым биокосным системам.

К проблеме минералогии фосфоритов

Фосфориты слагаются минералами группы апатита. Общеизвестно, что среди магматических и метаморфических пород ведущим фосфатным минералом является фторапатит. Элементарная ячейка этого минерала содержит 10 атомов кальция, 6 – фосфора, 24 – кислорода и 2 – фтора, что позволяет его в целом описать формулой $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$.

Осадочные фосфориты отличаются от магматогенных апатитов избытком CO_2 и ионов OH, что чрезвычайно осложняет их минералогическую диагностику. В работах А.В. Казакова [1937] утверждалось, что фосфориты, формирующие пластовые и желваковые залежи, всегда слагаются тонкодисперсным апатитом, а вся углекислота в них обязана своим происхождением примеси тонкодисперсного кальцита.

Позднее Г.И. Бушинский [1954; 1956], Ю.Н. Занин [1975] и В.З. Блисковский [1983] показали, что среди минералов, слагающих осадочные фосфориты, различаются франколиты (синоним – штаффелит), курскиты и подолиты (синоним – даллит). Наиболее широкое распространение имеют франколит и курскит; эти минералы можно рассматривать как изоморфную смесь собственно апатита и гипотетического карбонатного минерала обладающего формулой $3CaCO_3 \cdot 3Ca(F, OH)_2$, имеющего структурную формулу апатита, обоснованную расчетами И.Д. Борнеман-Старынкевич [1938].

Теоретическая формула франколитов – $Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}O_{23,2}F_{1,8}(OH)$, а курскита – $Ca_{10}P_{4,8}C_{1,2}O_{22,8}F_2(OH)_{1,2}$. Очевидно, что наименее карбонатизированным минералом является франколит, а наиболее карбонатизированным – курскит. Между двумя этими крайними членами изоморфных рядов существуют многочисленные промежуточные разновидности. Курскитом и франколитом слагается подавляющее большинство желваковых, зернистых и пеллетовых (пластовых) фосфоритов. Характерно также, что вторичные преобразования фосфоритов, связанные с погружением их в область стратисферы и обезвоживанием, обычно сопровождаются переходом курскита во франколит.

Третьей разновидностью фосфатных минералов является более редкий подолит; согласно представлениям В.З. Блисковского [1983], он является апатитоподобным минералом, в котором группа PO^{-3}_4 замещена полимеризованным карбо-

натным радикалом CO^{-2}_3 или $C_2O_5^{-2}$. Этот фосфатный минерал был описан В.Н. Чирвинским в начале XX века, исследовавшим знаменитые подольские фосфориты – крупные и идеально округлые радиально-лучистые конкреции, нередко содержащие в центральных полостях кристаллы галенита. Они залегают в вендских отложениях Западной Украины. Как бы то ни было, но минералы, слагающие фосфориты обычно выглядят как колломорфные скрыто- и тонкокристаллические агрегаты, в которых технически затруднительно выделить отдельные мономинеральные фракции и к которым трудно применить методы рентгеноструктурного анализа. Ряд морфологических признаков и исследования современных фосфатных осадков [Батурин, 2004] позволяют считать, что они представляют собой рентгеноаморфные коллоидно-дисперсные образования, возникшие в водной среде. Избыток в них карбонатных ионов и ионов ОН свидетельствует о том, что осаждение фосфатов осуществлялось в слабощелочной, карбонатной среде.

Не вызывает сомнения, что минералогия фосфоритов, несмотря на ряд очень интересных работ Н.В. Белова, И.Д. Борнеман-Старынкевич, З.В. Васильевой, Г.И. Бушинского, Y.D. McConnol, L. Mitchell, Y.D. de Villiers, E.B. Sandell, C. Frondel, G. Carobbi, L.L. Ames и др., все еще нуждается в широких комплексных исследованиях.

О парагенетической связи черных сланцев и фосфоритов

Впервые мысль о возможной ассоциации фосфоритов с определенными типами осадочных отложений в общем виде была высказана в работах L. Cayeux, G.R. Mansfield, Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского, V.E. McKelvey, А.В. Казакова и других геологов-фосфатчиков первой половины XX столетия. Однако более полный систематический анализ этой проблемы был выполнен Н.С. Шатским [1955], который, опираясь на исследования Е.В. Орловой [1951] и Н.П. Хераскова [1952], применил к изучению закономерностей распределения фосфоритов формационный анализ. В результате Н.С. Шатский выделил три типа месторождений фосфоритов (пластовый, зернистый и желваковый), показал, что они замыкают собой разные ряды формаций и связал «отдаленно-кремнистые» сланцевые толщи с пластовыми фосфоритами, карбонатные формации с зернистыми залежами, а терригенно-глауконитовые формации с конкреционными желваковыми скоплениями фосфатов. При этом кремнисто-углеродисто-глинистые отложения этот исследователь жестко связывал с месторождениями пластовых пеллетовых фосфоритов, особенно типичных для палеозойских отложений разных фосфоритоносных провинций.

В работе М.Н. Альтгаузена [1956] представления о парагенезе черных углеродистых сланцев и фосфоритов были существенно расширены; этот исследователь показал, что в нижнепалеозойское время черные сланцы ассоциируются с пластовыми, желваковыми и раковинными (оболовыми) фосфоритами. При этом черносланцевые отложения обычно концентрируют ванадий, молибден, уран, свинец и цинк, а рядом с ними образуются крупные фосфоритоносные бассейны. При этом – писал М.Н. Альтгаузен – «в одних случаях, как, например, в Каратау, они, будучи близкими по возрасту, несколько разобщены территориально, в других (Прибалтика) они перекрывают друг друга, сменяя, следовательно, друг друга во времени» [Альтгаузен, 1956, с. 5]. Фациальные и стратиграфические взаи-

моотношения металлоносных кремнисто-углеродистых сланцев и фосфоритов Евразии были рассмотрены в работах С.Г. Анкиновича [1959], Е.А. и С.Г. Анкинович [1968] и В.Н. Холодова [1968; 1973].

Во второй половине прошлого столетия благодаря работам геологов-уранщиков (C.S. Ross, W.C. Krumbein, H.A. Slack, Э. Хейнрих и др.) и литологов-докембристов (Н.А. Созинов, В.А. Мележик, Н.И. Юдин и др.) стало очевидным, что самые различные типы черных сланцев, от углеродистых разновидностей и до горючих, очень часто ассоциируются с фосфоритами, причем типы фосфоритов также сильно варьируют; это хорошо видно на табл. 70, где показано стратиграфическое распространение и локализация черносланцевых и фосфоритоносных отложений в осадочной оболочке нашей планеты.

Таблица 70. Распространение парагенетической ассоциации фосфоритов с черными сланцами

Возраст		Местоположение	Характер проявлений	Источник данных
1	2	3	4	5
Кайнозой (Kz)	Миоцен (Mc)	Калифорния, США, Монтерей	Черные кремнистые сланцы с конкрециями, линзами пеллетовых фосфоритов	Bramlette, 1946
	Эоцен (Ec)	Туранская плита, Туркмения, Узбекистан	Глинистые илы с карбонатными раковинами кокколитофорид, переходящие в пески с фосфоритами. Кремнисто-глинистые породы с фосфоритами	Бойко, 1987
Мезозой (Mz)	Мел (Cr)	Украина	Диатомиты, опоки, трепела, гезы, переходящие в фосфоритовые конкреции и плиты	Сеньковский и др., 1989
		Европа, Англия, Франция, Германия	Писчий мел (кокколитофориды), желваковые фосфориты и хардграунды	Kennedy, Gaglianj, 1975
	Юра (J)	Баженовская свита, Зап. Сибирь, Россия	Черные сланцы, баженити, горючие сланцы и желваковые фосфориты	Захаров и др., 1986
		Волжские сланцы зоны Perisphinctes Pandori, Россия	Черные сланцы, доманикиты и горючие сланцы, переходящие в фации желваковых фосфоритов	Розанов, 1927; Страхов, 1960
Палеозой (Pz)	Пермь (P)	Формация Фосфория, США, Монтана, Вайоминг, Юта	Кремнисто-углеродистые сланцы и кремни ассоциирующиеся с пеллетовыми пластовыми фосфоритами	Mansfield, 1927; McKelvey, Carswell, 1956
	Карбон (C) Девон (D)	Центр. районы США, Канзас	Черные сланцы и желваковые фосфориты	Ross, 1952
		США, штат Иллинойс	Черные сланцы с желваками и прослоями фосфоритов	Krumbein, Slack, 1956
		США, сланцы Чаттануга, Теннесси, Алабама, Кентуки	Черные углеродистые горючие сланцы с желваками и пластами кремнистых фосфоритов	Хейнрих, 1962

Окончание таблицы 70

1	2	3	4	5
Палеозой (Pz)	Девон (D) Силур (S)	Сев. Африка и юг Европы	Карбонатно-углеродистые сланцы с желваками фосфоритов	Krebs, 1972
		Пай-Хай, Урал, Россия	Черные углеродсодержащие сланцы с фосфоритовыми конкрециями-желваками	Юдович и др., 1998
	Ордовик (O)	Уэльс, Англия	Граптолитовые сланцы с желваковыми фосфоритами	Richards, 1964
		Эстония	Диктионемовые сланцы, ассоциирующие с оболовыми фосфоритами	Альтгаузен, 1956
		Южная Швеция и Норвегия	Квасцовые сланцы, содержащие углерод, пирит и фосфатные конкреции, а также U и V	Svenke, 1956; Siggerud, 1956
	Кембрий (CM)	Бассейн Джорджина, Австралия	Черные кремнесодержащие и глинистые сланцы разделяющие и подстилающие пеллетовые фосфориты	Cook, 1972; Eganov, 1979
		Юго-запад впадины Синань, Куньян	Углеродсодержащие глинистые и кремнисто-глинистые сланцы внутри пластов пеллетовых и желваковых фосфоритов	Wang, 1942; Бушинский, 1966
		Калпин-Таг, Курук-Таг	Черные углеродистые сланцы, кремнисто-карбонатные углеродистые сланцы с фосфоритами	Бушинский, 1966
		Улу-тау, Казахстан, булантинская, курумсакская свиты	Кремнисто-глинистые сланцы с углеродом, содержат пласты и линзы фосфоритов	Книппер, 1957
		Малый Каратау, Казахстан, томмотский ярус	Кремнисто-углеродистые сланцы, фациально замещающие пеллетовые пластовые фосфориты	Холодов, 1973
Протерозой (PR)		Подмосковье, Россия, вендские слои	Аргиллиты с органическим веществом, содержат фосфоритовые конкреции	Фелицын, 2002; Сенькевский и др., 1989
		Приднестровье, камосские слои рифея	Черные глинистые сланцы, содержат крупные шарообразные конкреции, реже линзы фосфатов	Копелиович, 1965; Фелицын, 2002
		Тува, рифейские отложения	Черные кремнисто-углеродистые сланцы, содержат до 21% P_2O_5	Юдин, 1965
		Кольский п-ов, Россия, Ильмозерская свита ятулия	Черные углеродистые сланцы содержат многочисленные фосфатные конкреции	Мележик и др., 1988
		КМА, Россия, тимская свита	Черные углеродистые сланцы, включают линзы и прослои зернистых фосфоритов	Созинов и др., 1988

При ее рассмотрении можно придти к выводу, что в докембрии и палеозое преобладают кремнисто-углеродистые и глинисто-углеродистые сланцы. Внутри черносланцевой фации часто встречаются желваковые конкрециеобразные фосфориты, а по простиранию или в том же разрезе (перекрывая их или подстилая) распространены пеллетовые пластовые фосфориты. В некоторых случаях эквивалентом пластовых фосфоритов являются фосфатные ракушечники. Характерно, что в палеозое, от более древних к более молодым сланцесодержащим отложениям, заметно уменьшается содержание кремнезема; среди осадочных отложений все чаще появляются черные углеродисто-глинистые разновидности, содержащие желваковые фосфориты.

Начало мезозойского этапа ознаменовалось важными фациальными изменениями во взаимоотношениях сланцев и фосфоритов. В сланцевой части парагенезов резко сокращается количество кремнистых углеродистых сланцев; их место занимают собственно кремнистые биогенные породы – диатомиты, опоки, трепела и гезы. По представлениям М.С. Швецова [1958], многие из этих «отбеленных» кремнистых скоплений представляют собой результат гипергенных преобразований темноокрашенных углеродисто-биогенных отложений. Окисление органического вещества уничтожило их темную окраску и превратило в осветленные концентраты раковин диатомей, спикул губок и др. обесцвеченных кремневых остатков. Вместо углеродистых сланцев в мезозое и кайнозое получают распространение битуминозные сланцы, доманикиты и горючесланцевые скопления.

В фосфатной части парагенезов также происходят заметные изменения. Прежде всего на смену пеллетовым пластовым фосфоритам и фосфатным ракушечникам приходят желваковые и зернистые разновидности. Во-вторых, фосфатные фации все чаще обособляются от сланцевых фаций, отделяются от сланцев и в ряде случаев приобретают самостоятельное пространственное значение.

В то же время нельзя не подчеркнуть, что и в верхнефанерозойское время, так же как и в нижнем фанерозое, парагенетическая связь черных сланцев и фосфоритов хорошо прослеживается на всем континентальном блоке. Можно подозревать, что между черными сланцами и фосфоритами существует не только пространственная, но и глубокая генетическая связь, обусловленная общностью их происхождения.

О типах месторождений фосфоритов

Классификации различных типов месторождений фосфоритов были предложены в работах L. Cayeux, E. Blackwelder, А.Д. Архангельского, П.М. Татаринова, Е.В. Орловой, М.С. Швецова, Л.А. Русинова, А.В. Казакова, А.М. Бетмана, Г.И. Бушинского, Б.М. Гиммельфарба, А.С. Соколова и многих других геологов. При их сравнении обращает на себя внимание великое разнообразие форм нахождения фосфатов; они образуют скопления фосфатных паковин (Obolus, Lingula и др.), костяных брекчий (фосфатные кости млекопитающих, скелеты рыб), пещерных натеков и продуктов переработки птичьего гуано. Во всех этих случаях явно проявляется биогенное происхождение фосфатных скоплений, их очевидная связь с биосферой.

В отличие от них промышленные скопления фосфоритов отличаются закамуфлированной связью с деятельностью биосферы, и в ряде случаев именно благодаря этому их ошибочно принимали даже за типичные хемогенные образова-

ния. Среди промышленных разновидностей довольно четко выделяются пластовые *пеллетовые* фосфориты, *зернистые* пластово-линзовидные и желваковые, *конкреционные* образования.

Пластовые пеллетовые фосфориты широко развиты в древних докембрийских и палеозойских отложениях; типичным представителем фосфоритов этой группы является Каратауский фосфоритоносный бассейн; его строение было детально описано в работах П.Л. Безрукова, Б.М. Гиммельфарба, А.М. Тушиной, Г.И. Бушинского, В.Н. Холодова, Т.Д. Джумалиева, Э.А. Еганова, Ю.К. Советова, К.Т. Табылдиева, Л.Ф. Чербяновой, В.Н. Холодова и Р.К. Пауль.

Каратауский фосфоритоносный бассейн занимает площадь хребта Малый Каратау (Казахстан) – крупного антиклинория северо-западного простирания, вытянутого вдоль Ферганского сдвига на северо-восточном его крыле (см. рис. 14.5).

Каратауский фосфоритоносный бассейн прослеживается в длину на 120–130 км и в ширину на 25–30 км, расширяясь с юго-востока на северо-запад, от гор. Джамбула к гор. Сузак. На этой площади располагаются около 30 фосфоритовых рудопроявлений и 5 крупных месторождений пластовых пеллетовых фосфоритов (Чулак-тау, Ак-сай, Кок-су, Джонатас и Кок-Джон).

Бассейн представляет собой крупный антиклинорий, докембрийское ядро которого вытянуто и прижато к Ферганскому сдвиго-надвигу, а северо-восточное крыло сложено рифейско-вендскими, томмотскими и кембро-ордовическими отложениями (рис. 15.1). Как видно на схеме, три группы продольных взбросов осложняют строение крыла этой структуры; вдоль сбросов трижды повторяется последовательность: терригенно-вулканогенные каройские породы–томмотская фосфоритоносная свита–карбонатные толщи кембро-ордовика. Эти линейные тектонические структуры осложнены сеткой субмеридиональных сдвигов на юго-востоке и субширотных разломов на северо-западе.

Как было показано на рис. 14.5 разрезы Большого Каратау (Баласаускандык, Джебаглы) и Малого Каратау довольно определенно сопоставляются между собой [Анкинович, 1961; Холодов, 1973; Ергалиев, Азеробаев, 1986]. Действительно, байконурская свита Большого Каратау соотвествует нижним доломитам разрезов фосфоритоносного бассейна, подошва карбонатной кокбулакской свиты по фауне трилобитов Ptychagnostus atavis, Goniagnostus nathorsti, Redlichia и др. примерно лежит на уровне подошвы карбонатной тамдинской серии Малого Каратау, и таким образом получается, что кремнисто-углеродистые и глинисто-углеродистые черные сланцы Большого Каратау, относимые обычно к курумсакской и кулантауссской свитам, лежат на стратиграфическом уровне чулактауссской фосфоритносной свиты интересующего нас фосфоритоносного района.

Обращает на себя внимание, что толща чередования кремнисто-углеродистых и глинисто-углеродистых сланцев в Большом Каратау содержит желваковые фосфориты и значительно превосходит по мощности фосфоритоносную чулактауссскую свиту Малого Каратау. Соотношение различных составляющих чулактауссской свиты на площади фосфоритоносного бассейна Каратау изображено на рис. 15.1, где приведен профиль по линии Баба-ата–Беркуты Северный. Разрез начинается горизонтом беркутинских водорослевых доломитов, несогласно залегающих на различных частях рифейско-вендской каройской серии. Местами мощность этих перекристаллизованных строматолитовых отложений достигает 25–30 м, местами они выклиниваются, но в большинстве глубоководных разрезов мощность их не превышает 2–3 м.

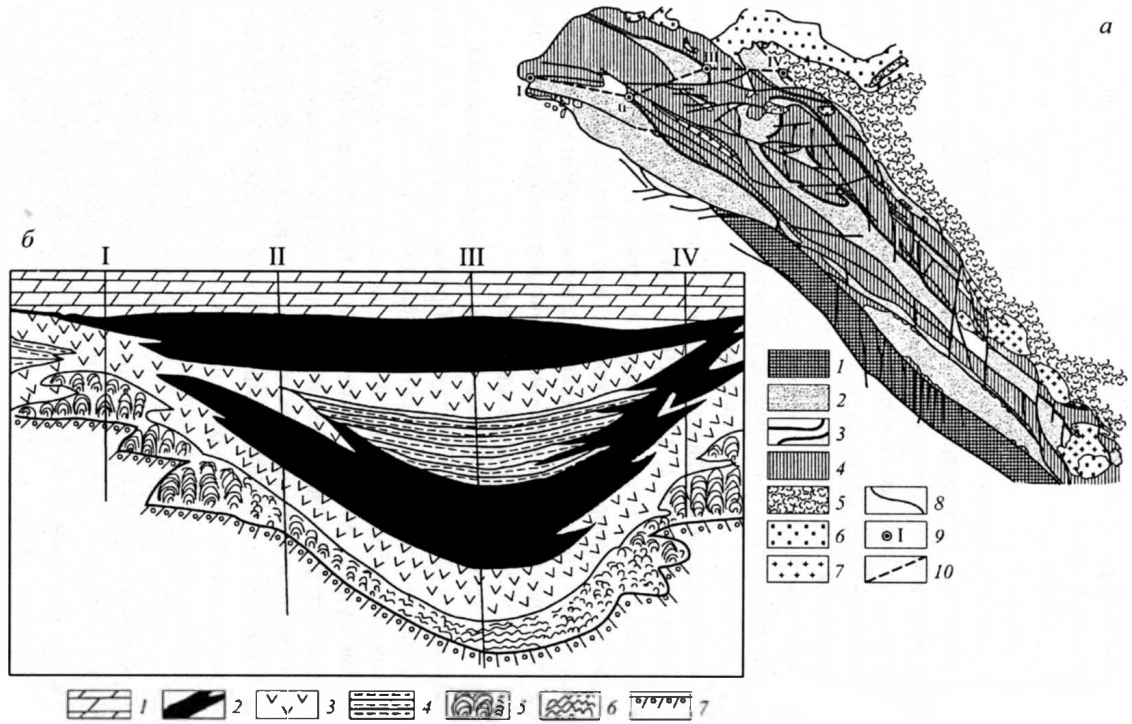


Рис. 15.1. Принципиальная схема строения чулактауской фосфоритоносной свиты по профилю Бабаата (I) – Кистас (II) – Коксу (III) – Беркуты Северный (IV)

1 – карбонатные породы тамдинской серии; 2 – пеллетовые фосфориты; 3 – кремни и кремнисто-глинистые сланцы; 4 – кремнисто-глинисто-углеродистые фтаниты и сланцы; 5 – глыбовые и строматолитовые беркутинские доломиты; 6 – ламинитовые, бактериально-водорослевые доломиты; 7 – терригенные и терригенно-вулканогенные породы каройской серии. На врезке – геологическое строение Малого Каратау и положение профиля: 1 – терригенно-сланцевые метаморфизованные отложения кокжотской свиты; 2 – терригенно-вулканогенные отложения каройской серии; 3 – карбонатные отложенния беркутинской свиты и кремнисто-карбонатные отложения чулактауской свиты; 4 – карбонатные отложения тамдинской серии (кембро-ордовик); 5 – терригенно-карбонатные отложения девона-карбона; 6 – красноцветные отложения неоген-четвертичного возраста; 7 – каледонские гранитоиды; 8 – тектонические нарушения; 9 – места описания разрезов; 10 – линия профиля

Чулактаусская фосфоритоносная свита в наиболее полных разрезах фосфоритоносного бассейна имеет пятичленное строение: в основании – кремнистая пачка, выше – горизонт «нижних» фосфоритов, пачка глинисто-углеродистых сланцев с кремнями, «верхний» горизонт пеллетовых фосфоритов и железо-марганцевый горизонт, сложенный водорослевыми доломитами с изобильными гидроксидами железа и марганца. Мощность этой части разреза меняется от 0,10–0,20 до 80–90 м. Выше располагается мощная толща кембро-ордовических известняков и доломитов.

Пласты каратаусских фосфоритов имеют мощность до 10–12 метров и состоят из мелких фосфатных пеллет – частиц округлой формы и неопределенного происхождения, сцементированных фосфатным, карбонатным или кремнистым цементом. Иногда в них встречаются микрофиоссилии [Миссаржевский, Мамбетов, 1981; Сергеев, 1992], а также фосфатные оолиты и сферолиты. Размеры фосфатных пеллет колеблются от 20 до 550 мкм; они имеют круглую, булавовидную, грушевидную, каплевидную или овальную форму и сложное внутреннее строение. В пеллетовых фосфоритах нередко прослеживается косая слоистость, рябь, следы взмучивания и другие признаки крайнего мелководья. Характерно также, что при уменьшении мощностей фосфоритовых слоев средние размеры пеллет увеличиваются и среди них появляются крупные фосфатные онколиты – заведомо бактериально-водорослевые образования, размеры которых достигают 2–3 мм в поперечнике.

Морфометрические исследования фосфатных пеллет Малого Каратау [Холодов, 1997а,б; Холодов, Пауль, 1993; 1994; 1995; 1996; 1999а,б] и др. позволили установить, что закономерности изменения их форм и размеров ничем не отличаются от поведения органогенноморфных и кремневых микрофоссилий, что пеллеты генетически тесно связаны с бактериально-водорослевыми онколитами и что, наконец, они представляют собой карбонатно-водорослевые микроколонии, диагенетически замещенные фосфатным веществом.

Палеогеографическая реконструкция вендско-томмотского палеоводоема, охватывающая районы Большого и Малого Каратау, изображена на рис. 15.2. Очевидно, что томмотский фосфоритоносный бассейн представлял собой, в целом, довольно мелководный проливообразный бассейн, со всех сторон окруженный разрушающейся островной сушей. Можно думать, что именно докембрийская суша служила источником фосфора, ванадия и других малых элементов при формировании фосфатно-кремнисто-сланцевых фаций. По-видимому, большое конседиментационное значение имел Талассо-Ферганский разлом, который в юго-восточной части контролировал рост крупного Кокджотского поднятия, а в пределах всего региона разделял более глубоководную зону, где шло накопление углеродисто-кремнистых осадков на западе, и более мелководную отмель, где вокруг Кокджотского острова шло образование карбонатых бактериально-водорослевых биоморфных «песков», перемещавшихся под действием волн и заполнявших многочисленные впадины рельефа. Здесь же нередко получали развитие бактериально-водорослевые маты и более крупные строматолитовые постройки, игравшие роль прибрежных рифов и волнорезов.

В проливах, возможно, под влиянием поверхностных холодных течений, шло интенсивное развитие радиоляриевой планктогенной жизни; ее отражением является то интенсивное образование сезонного накопления ОВ, которое обычно обнаруживается в чернослацевых осадках томмота Большого Каратау. Благодаря расслоению водной массы и локализации более соленых вод на глубине, в томмотском море пе-

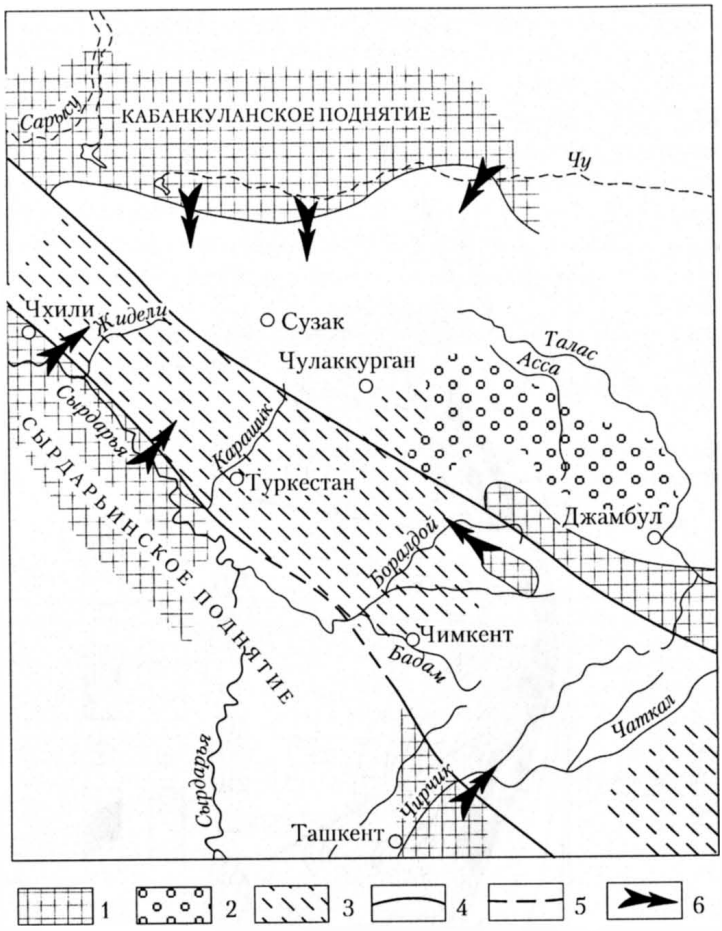


Рис. 15.2. Палеогеографическая схема строения хребта Каратау в эпоху формирования курумсакско-чулактауских нижнекембрийских отложений

1 – докембрийские поднятия, участки суши; 2 – отложения фосфоритов; 3 – отложения фтанитов; 4 – главнейшие разломы; 5 – предполагаемые разломы; 6 – направление сноса обломочного материала

риодически возникало сероводородное заражение вод; его существование здесь было с помощью молибден-марганцевого модуля доказано в предыдущей главе.

Как это хорошо видно на примере Черного моря (см. главу 5), а также установлено при геохимических исследованиях современных сероводородных бассейнов [Richards, 1965; Jacob et al., 1987] и показано в обобщающей работе В.Н. Холодова [2002], наддонные сероводородные воды мало отличаются по составу от иловых вод морских водоемов и обычно содержат значительные количества растворенных фосфора, марганца, железа, кремния и др. элементов. Их экспанския на отмели томмотского палеоводоема (рис. 15.3), по-видимому, и могла являться главной причиной формирования пеллетовых фосфоритов; здесь при окислении H_2S и диффузии CO_2 фосфатные соединения метасоматически замещали бактериально-водорослевые карбонатные илы и формировали пласты и лин-

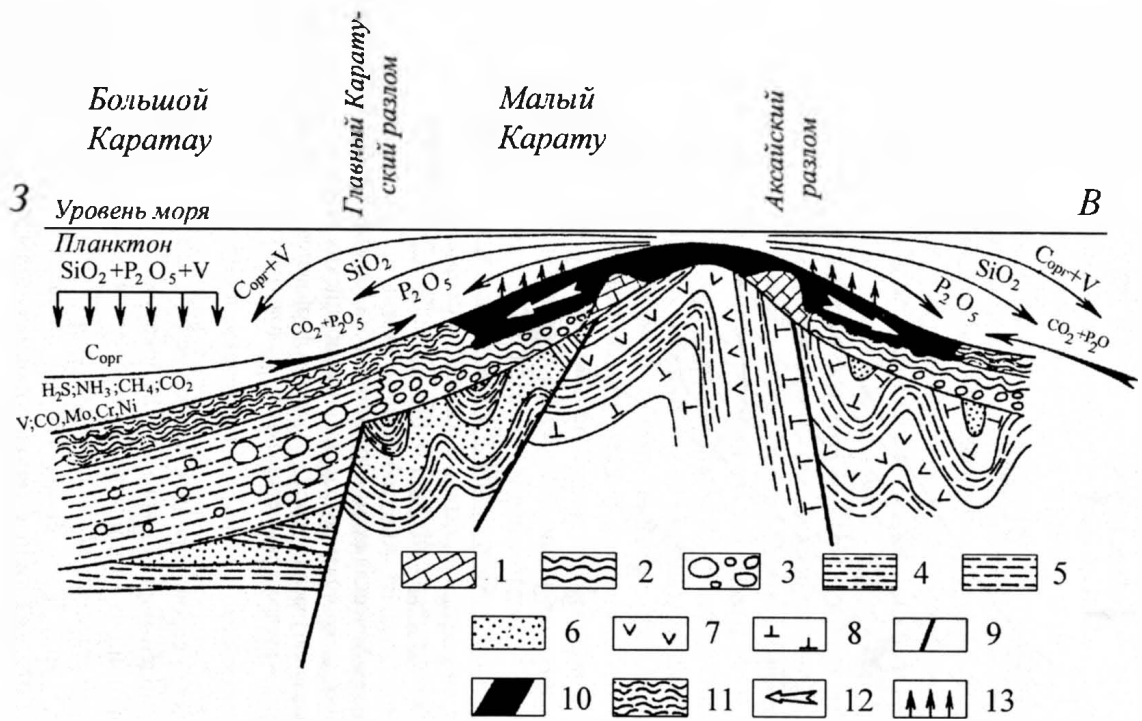


Рис. 15.3. Схема строения хребта Каратау в эпоху образования курумсакско-чулактауских отложений и предполагаемый механизм формирования ванадиеносных фтанитов и пластовых фосфоритов

1 – рифогенные доломиты; 2 – тонкослоистые доломиты, смятые в оползневые складки; 3 – глыбы доломитовые; 4 – терригенно-глинистые сланцы; 5 – глинистые сланцы; 6 – песчаники; 7 – кремни; 8 – туффиты; 9 – разломы; 10 – пластовые фосфориты; 11 – ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты; 12 – направление оползания илов; 13 – взмучивание илов

зы пеллетовых фосфоритов. Лишним подтверждением такой схемы являются находки реликтовых карбонатных пеллет, не замещенных фосфором в фосфоритоносных пластах бассейна Каратау [Холодов, Пауль, 1999а].

Палеонтологические наблюдения В.В. Миссаржевского и А.М. Мамбетова [1981] позволяют более детально представить себе палеогеографические взаимоотношения разных фациальных зон томмотского палеоводоема, существенно дополнить представление Н.Г. Касеина, С.Г. Анкиновича, В.Н. Холодова и других исследователей о генезисе пластовых фосфоритов и поэтапно воссоздать историю Большого и Малого Каратау в венде и нижнем кембрии (рис. 15.4).

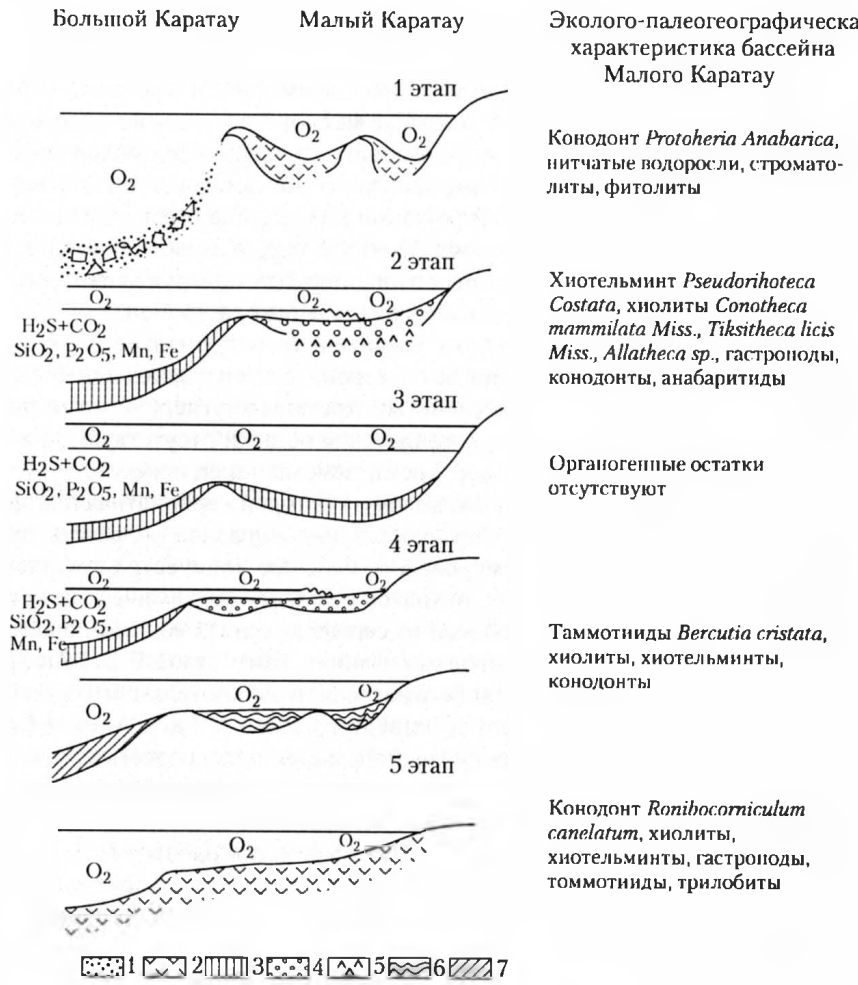


Рис. 15.4. Схема палеогеографических соотношений Большого и Малого Каратау в томмотское время

1 – тиллитоподобные породы (глыбы разного петрографического состава в массе глинисто-хлоритовых пород); 2 – биогенно-хемогенные доломиты; 3 – черные углеродисто-кремнисто-глинистые металлоносные сланцы с сезонной слоистостью; 4 – пеллетовые и пеллето-онколитовые фосфориты; 5 – кремни и кремнистые фосфориты; 6 – железо-марганцевая минерализация в биогенных доломитах; 7 – баритизированные доломиты

Первый этап отличался тем, что палеоводоемы двух различных регионов срединным поднятием плато Кокджот были частично изолированы друг от друга. В Большом Каратау, в хорошо аэрируемых водах шло формирование грубых обломочных тиллитоподобных пород с терригенным глинисто-кремнистым цементом. В Малом Каратау в прогреваемых и аэрируемых бассейнах отлагались карбонатные бактериально-водорослевые маты, слагающие нижние доломиты беркутинского горизонта. По данным В.В. Миссаржевского и А.М. Мамбетова [1981], в них содержатся характерные формы кондонтов и фитолитов.

Второй этап отличался выравниванием поднятий и объединением акваторий различных водоемов. В Большом Каратау зарождается и получает развитие сероводородное заражение наддонных вод, а на дне водоема отлагаются тонкослоистые углеродисто-кремнисто-глинистые металлоносные осадки. В водах этой части томмотского моря накапливаются растворенные фосфор, кремнезем и марганец. В Малом Каратау на отмелях развиваются бактериальные маты и бактериально-водорослевые постройки, которые под действием проникающих на шельф сероводородных вод вначале превращаются в онколиты и микроколонии – пеллеты, а затем начинают замещаться фосфатами и кремнеземом. В результате на границе сероводородной и кислородной зоны возникают линзы и пластообразные тела фосфатизированных и окремнелых пеллет. В кислородных фациях этого периода обнаруживаются остатки хиотельминтов, хиолитов, кондонтов, анабаритидов и даже гастропод.

Третий этап отвечает максимальному развитию трансгрессии моря, когда и в Большом, и Малом Каратау устанавливаются сероводородные аноксидные условия и повсеместно формируются тонкослоистые кремнисто-углеродисто-глинистые илы. Во всех отложениях этого этапа органические остатки отсутствуют, а в водах продолжают концентрироваться фосфор, кремнезем, марганец и железо.

Четвертый этап представляет эпоху, во время которой карбонатная платформа, возникшая в пределах Малого Каратау, постепенно попадала во власть окислительных обстановок. При этом формировалось большое количество крупных карбонатных колоний – пеллет, которые, находясь в области геохимических противоречий, быстро замещались выпадающими из сероводородных вод компонентами – фосфором, реже кремнием. В кислородных фациях этого этапа В.В. Миссаржевский и А.М. Мамбетов [1981] описали остатки хиолитов, хиотельминтов, конодонтов и тамотиид. Заключительной фазой четвертого этапа (IV а) в Малом Каратау является образование неглубоких полуизолированных палеоводоемов, в которых шло массовое образование бактериально-водорослевых онколитов и матов, а также концентрировались железо, марганец, фосфор и кремнезем; здесь местами формируются железо-марганцевые рудопроявления, описанные в работах П.Л. Безрукова [1954], Б.М. Гиммельфарба и А.С. Соколова [1954]. В Большом Каратау, в средней части кулантаусской свиты, среди развитых здесь карбонатных отложений, установлены рудопроявления барита.

Пятый этап отвечает повсеместному развитию карбонатообразования и прочному господству окислительных обстановок. В пределах обоих регионов этот этап представлен мощной толщей кембро-ордовических пород, прекрасно расчленяющейся по трилобитам.

В целом, отражение всех выделенных этапов развития кремнисто-сланцевого и фосфоритоносного бассейнов можно видеть в наиболее полных разрезах фосфоритовых месторождений Кок-су, Джаны-тас, Кок-Джон, Ак-сай и др.

Сравнение фациально-палеогеографических обстановок, характерных для многих месторождений пластовых фосфоритов, позволяет думать, что модель их формирования, разработанная для Каратау, может быть применена во многих случаях. Залогом этого служит сходство в строении фосфоритоносных отложений Каратау, Куньяна, Джорджины, Фосфория и других крупных фосфоритоносных бассейнов мира.

Месторождения *зернистых* фосфоритов российскими учеными изучены значительно хуже, так как подавляющее их большинство находится за пределами СССР и России. Чрезвычайно широким распространением зернистые фосфориты пользуются в Северной Африке, где они связаны с отложениями верхнего мела и эоцена. Здесь обычно выделяются Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский, Западно-Сахарский и Сенегальский фосфоритоносные бассейны; они были исследованы в работах Я.В. Самойлова [1912], Е.В. Орловой [1951], Н.С. Шатского [1955], М. Жаркова и А.Л. Яншина [1986], В.П. Покрышкина [1981], по данным A. Carnot, L. Goleand, P. Reufflet, K.S. Santord, M. Slansky et al., M. Slansky и других геологов Франции.

Зернистые фосфориты состоят из карбонатного или глинистого материала, в который вкраплены многочисленные мелкие зерна фосфоритов размером от 1 до 10 мм; местами в них присутствуют фосфатизированные зубы акул, губки, раковины пелеципод и гастропод, а также их обломки. Породы образуют правильные пласты и линзы. Иногда размеры фосфатных стяжений уменьшаются, и они становятся удивительно сходными с пеллетовывми фосфоритами. В некоторых случаях, наоборот, размеры фосфатных стяжений резко возрастают, и они ничем не отличаются от желваковых фосфоритов; их описание будет приведено ниже.

Во всех случаях зернистые фосфориты образуют правильные пласты и линзы, которые обычно в разрезах чередуются с известняками и мергелеями, иногда сильно обогащенными ОВ. Местами среди фосфоритоносных толщ получают распространение глины, переходящие в черные сланцы. Особенности строения фосфатосодержащих отложений показаны на геологических колонках фосфоритовых месторождений Южного Туниса (рис. 15.5).

Следует подчеркнуть, что зернистые фосфориты Северной Африки довольно часто ассоциируются с гипсоносными мергелями и глинами. Иногда среди них фиксируются сульфатные гипсовые осадки и скопления палыгорскитовых глин – типичных индикаторов жаркого аридного климата. По данным Н.С. Шатского [1955], среди зернистых фосфоритов Туниса нередко присутствуют прослои и линзы оолитовых железняков.

Палеогеографическая обстановка эоценового фосфатонакопления на площади Марокко, Алжира и Туниса была воспроизведена Е.В. Орловой [1951]; она изображена на рис. 15.6. Характерно, что морской палеоводоем этого возраста, повидимому, распадался на западный и восточный участки, соответствующие мелководным эпиконтинентальным морям Марокко и Алжира-Туниса. Они соединялись узким проливом, пролегавшим в субширотном направлении на площади современных хребтов Атласа. Этот пролив был отделен от вод Средиземного моря и обозначался распространением глубоководных морских фаций. Здесь без всяких следов перерыва с конца мелового периода и вплоть до эоцена формировались черные мергели без фосфоритов, содержащие большое количество органики и глобигериновые известняки мощностью в 110–150 м. К западу, пролив расширялся и, вероятно, соединялся с заливом, расположенным в треугольнике гор. Ага-

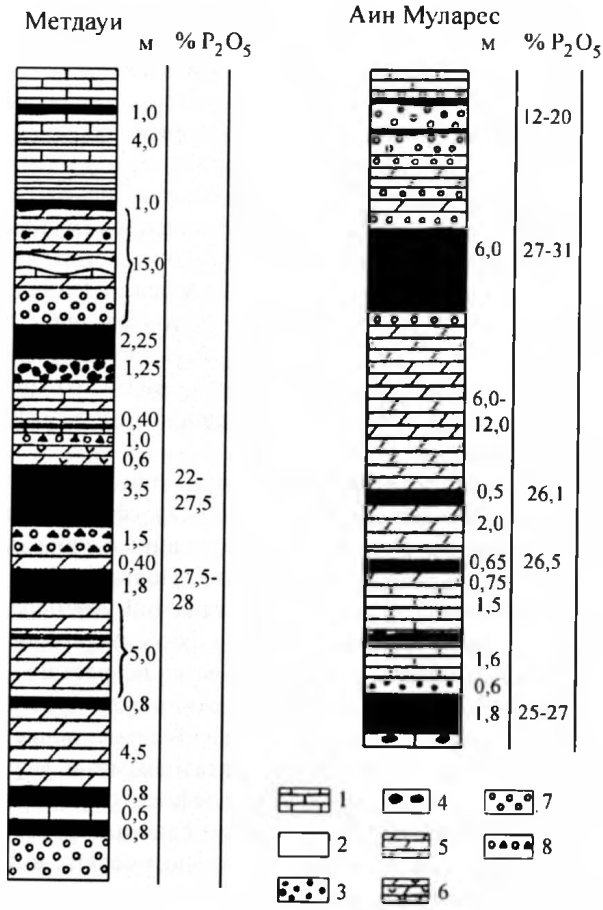


Рис. 15.5. Разрезы фосфоритовой серии месторождений Южного Туниса [Орлова, 1951]
1 – известняк; 2 – фосфорит; 3 – фосфоритовые желваки; 4 – фосфоритовый конгломерат; 5 – мергель; 6 – мергель с гипсом; 7 – ракушечник; 8 – конгломерат

дир-Касабланка-Бени-Меллаль. На востоке он также переходил в мелководный палеоводоем, лежащий между гг. Алжир–Тунис–Туггурт. Оба краевые водоема в центральных частях разделялись цепочками островов; вблизи от этих участков суши глубоководные фации сменялись мелководьем; в разрезах появлялись глауконитовые пески и многочисленные залежи зернистых фосфоритов. В восточном палеоводоеме, в южной его части, захватывающей Большой Восточный Эрг, вблизи от г. Туггурт, вырисовывается мелководный лиман, в котором накапливались гипсы и другие лагунные осадки.

Как указывал Г.И. Бушинский [1966], общая палеогеография мел-палеогеновых бассейнов Северной Африки исключает влияние океанических вод на процессы фосфогенеза. Пожалуй, в данном случае гораздо вероятнее выглядит поступление фосфора с докембрийской суши, испытавшей в мезозойское время глубокое химическое выветривание.

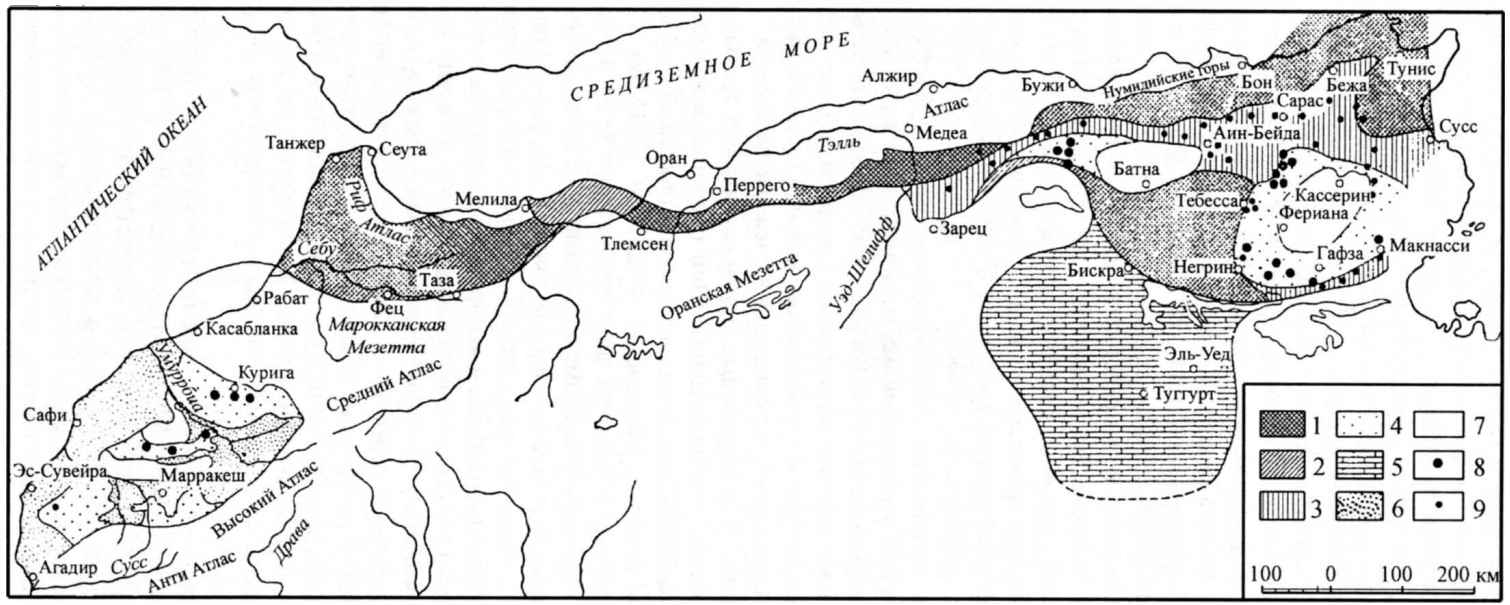


Рис. 15.6. Палеогеография нижнеэоценового фосфоритового бассейна Сев. Африки [Орлова, 1951]

1 – глубоководные осадки с глобигеринами; 2 – предполагаемое продолжение бассейна; 3 – мелководные осадки с нуммулитами и залежами бедных фосфоритов; 4 – мелководные осадки с залежами богатых фосфоритов; 5 – лагунные осадки; 6 – области развития мощного современного аллювия; 7 – суша; 8 – месторождения фосфоритов разрабатываемые; 9 – месторождения фосфоритов неразрабатываемые

Детали взаимодействия суши и моря в эоценовое время в Северной Африке неизвестны, однако в меловом Египетском фосфоритоносном бассейне, расположенном на восточной окраине континента, они были хорошо изучены Т. Вайсбродом [Weisbrod et al., 1987]. Эти исследователи рассмотрели поведение акцессорного апатита в толще «нубийских» песчаников – мощной толще красноцветных терригенных пород, распространенной на Синайском полуострове, а также в пределах Иордании и Саудовской Аравии. Эти красноцветные отложения имеют палеозойско-мезозойский возраст и формировались в течение огромного отрезка времени за счет разрушения одних и тех же комплексов докембрийских гранитоидов. При сравнении состава разновозрастных толщ «нубийских» песчаников (рис. 15.7) выяснилось, что в нижних частях этой мощной красноцветной толщи, охватывающей палеозой от докембрия до девона включительно, акцессорный апатит получает широкое развитие и представлен всеми минералогическими разновидностями (форма А и форма Д). В верхней части этой формации, соответствующей карбону–меловому времени, апатит отсутствует. Как следует из нижней части рисунка, гумидизация климата в начале мезозоя способствовала, повидимому, массовому формированию каолинита и усиленному выносу фосфатов за пределы «нубийских» отложений.

Можно предполагать, что именно с этим массовым выносом фосфатных соединений связано формирование многочисленных месторождений зернистых фосфоритов Египетского бассейна. Здесь следует напомнить, что в предпалеогеновый период огромные площади выходов докембрийских пород Северной Африки подвергались выветриванию в условиях гумидного тропического климата и становились мощным источником фосфатных соединений, сносившихся в смежные палеоморя.

Желваковые фосфориты платформенных морей составляют третью разновидность осадочных фосфатных месторождений. Они представляют собой пластовые или пластово-линзовидные скопления желваков, конкреций или конкрециеносных галек, размеры которых колеблются от 2–3 до 10–15 см в диаметре. Обычно они распространены в разрезах двух типов (рис. 15.8). Первому типу принадлежат разрезы, сложенные черными сланцами; в них желваковые фосфориты заключены в пластах горючих или черных сланцев или, реже, присутствуют в виде галек и желваков, обособленных в пластах глауконитовых песчаников.

Ко второму типу относятся разрезы, в которых фосфоритоносными оказываются пласты глауконитовых песчаников или алевролитов. Обычно они локализуются над поверхностями несогласия, но иногда бывают связаны с подстилающими породами постепенными переходами. Фосфоритовые желваки, конкреции и гальки местами раздельно разбросаны во вмещающих терригенных отложениях довольно хаотично, но иногда сгружаются в отдельных пластах и даже сливаются между собой в единую «фосфатную плиту». Характерно, что все фосфоритоносные интервалы разреза, как правило, обогащены глауконитом ($K_{<1}(Fe^{+3}\ Fe^{+2}$, Al, $Mg)_{2-3}$ $[Si_3(Si, Al)O_{10}]$ $[OH]_2 \cdot n\ H_2O$).

В пластах, обогащенных фосфоритовыми гальками–конкрециями, часто встречаются фосфатизированные губки, раковинки двустворок и их обломки, ядра аммонитов, зубы акул, фосфатизированные кости млекопитающих, птиц и рыб и другие органогенные остатки. В некоторых месторождениях желваковых фосфоритов широко развиты фитоморфозы – обломки деревьев, замещенные фосфатами и кремнеземом. Цементом песчаников, фосфатных конгломератов и брекчий

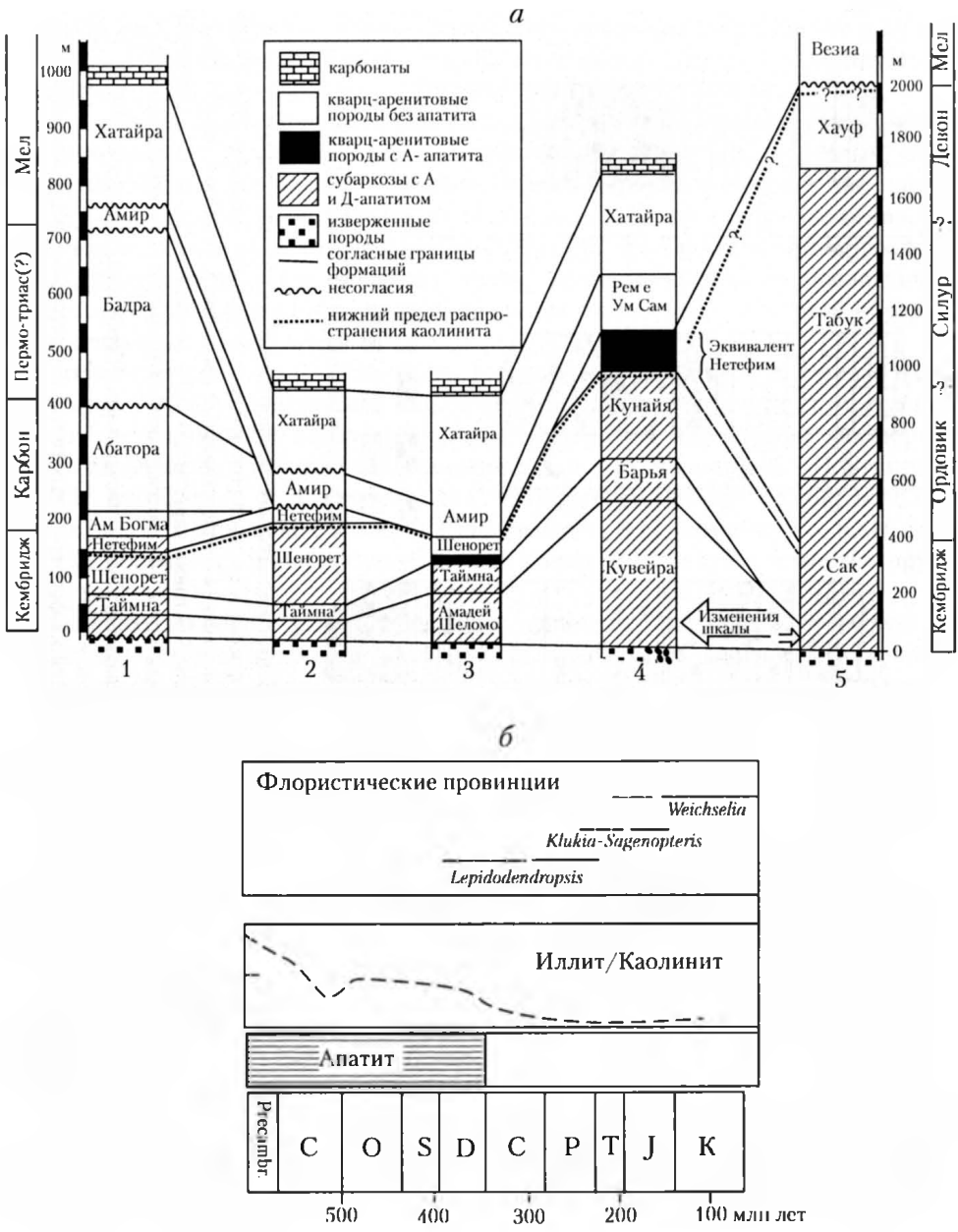


Рис. 15.7. Закономерности распределения акцессорного апатита и аутигенных фосфатов в формации «нубийских» песчаников [Weissbrod et al., 1987]

а – стратиграфическая корреляция разрезов формации и распределение различных форм фосфатов: 1 – Али Богма; 2 – Нахал Шехорет; 3 – Тайлина Велли; 4 – Вади Кунайя и Вади Керак; 5 – северо-западная Аравия; *б* – поведение апатита, глинистых минералов и эволюция растительности в геологической истории Нубийского кратона

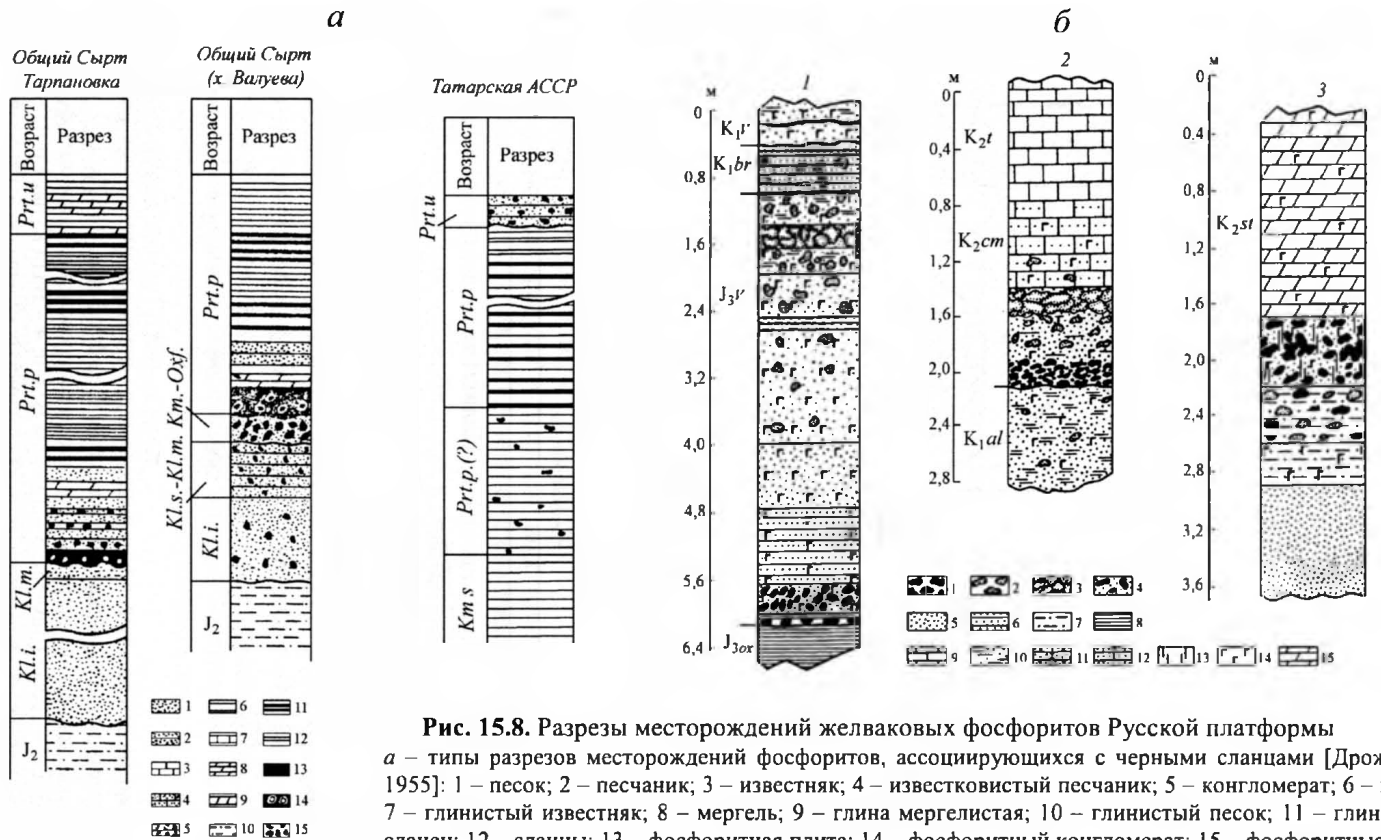


Рис. 15.8. Разрезы месторождений желваковых фосфоритов Русской платформы

а – типы разрезов месторождений фосфоритов, ассоциирующихся с черными сланцами [Дрожжева, 1955]: 1 – песок; 2 – песчаник; 3 – известняк; 4 – известковистый песчаник; 5 – конгломерат; 6 – глина; 7 – глинистый известняк; 8 – мергель; 9 – глина мергелистая; 10 – глинистый песок; 11 – глинистый сланец; 12 – сланцы; 13 – фосфоритная плита; 14 – фосфоритный конгломерат; 15 – фосфоритные желваки. *б* – типы разрезов месторождений фосфоритов, ассоциирующихся с глауконитовыми песчаниками [Горбунова, Степанова, 1973]: *1* – Егорьевское месторождение; *2* – Щигровское месторождение; *3* – обнажение Облив Пензенской области. 1 – фосфоритовые гальки; 2 – фосфоритовые конкреции; 3 – фосфоритовая плита; 4 – конгломерат, состоящий из фосфоритовых галек; 5 – песок; 6 – песок глинистый; 7 – алеврит; 8 – глина; 9 – мел; 10 – песок слабо глинистый; 11 – песчаник сидеритовый; 12 – мел песчаный; 13 – карбонатная примесь; 14 – глауконит; 15 – опока

часто служат фосфатное вещество, карбонаты и кремнезем. В разрезах и на площади фосфатсодержащие пласты терригенных пород обычно ассоциируются с известняками, мелом, трепелами, опоками, гезами.

При сравнении особенностей строения и залегания желваковых фосфоритов с фосфоритами пеллетовыми и зернистыми хорошо видно, что, в первых, очень сильно проявились процессы диагенетического конкрециеобразования, сложно сплетенные с процессами размыва, волновой переработки и переотложения. Механическое окатывание, переотложение, а иногда даже концентрация фосфоритовых конкреций в углублениях дна, элементы унаследованности последующих процессов от процессов предыдущих являются отличительной чертой образования желваковых фосфоритов.

Любопытные детали процессов фосфогенеза вскрываются при анализе палеогеографии Русской платформы; общеизвестно, что именно здесь в отложениях юры и мела широким распространением пользуются желваковые фосфориты. Они были описаны в работах Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского, Г.И. Бушинского, П.П. Дрожжевой, А.В. Казакова, Н.С. Шатского, В.Н. Соболевской, Б.М. Гиммельфарба, В.З. Блисковского, А.Ю. Сеньковского, В.И. Фоминского, Ю.Н. Занина, И.С. Боровской, Л.И. Горбуновой, А.Д. Савко, В.И. Беляева и многих других геологов-фосфатчиков.

Наиболее широким распространением пользуются сеноманские желваковые фосфориты, сконцентрированные в Днепрово-Донецкой впадине (Полпинское, Щигровское м-ния), а также одновозрастные с ними фосфатно-глауконитовые толщи Львовской впадины (Незвисское м-ние и др.). Палеогеографические условия их залегания были рассмотрены в работе В.Н. Соболевской [1951]. В основу своих построений В.Н. Соболевская положила структурное районирование Русской платформы, в сочетании с литолого-стратиграфическим картированием, апробированием глубоких скважин и исследованием обнажений. Весь этот огромный фактический материал позволил составить фациально-палеогеографическую карту, приведенную на рис. 15.9. При ее рассмотрении, прежде всего, бросается в глаза, что глыбовое строение платформы четко проявило себя в сеноманское время, составив очень сложную картину распределения суши и моря; особенно сложная палеогеографическая схема возникла западнее долготы 42°, где участки суши с одной стороны протягивались от Белорусского к Воронежскому поднятию, погружаясь под воду в районах Воронежа и Тамбова, а с другой – занимали обширные площади Украинского кристаллического щита и его восточного продолжения – Азовского массива.

В результате в центре западной половины территории обособилась крупная Днепрово-Донецкая впадина, которая, по данным В.Н. Соболевской, отделялась от близлежащих морских водоемов подводными поднятиями, затруднявшими широкий водообмен. Об этом, по мнению автора, свидетельствуют фаунистические отличия сеномана Поволжья, Польско-Германской мульды и Днепрово-Донецкой впадины; в последней отсутствуют некоторые формы моллюсков (например, Lingula krausei Dam.), распространенные во внешних водоемах. Частичная обособленность Днепровской впадины подчеркивается также своеобразным расположением фаций. В центральных ее частях распространены сеноманские кварц-глауконитовые пески, мощность которых по данным скважин достигает 50–60 м. Вдоль северо-восточной и, отчасти, юго-западной окраины впадины получают распространение фосфатно-глауконитовые фации; они представлены 2–3 горизон-

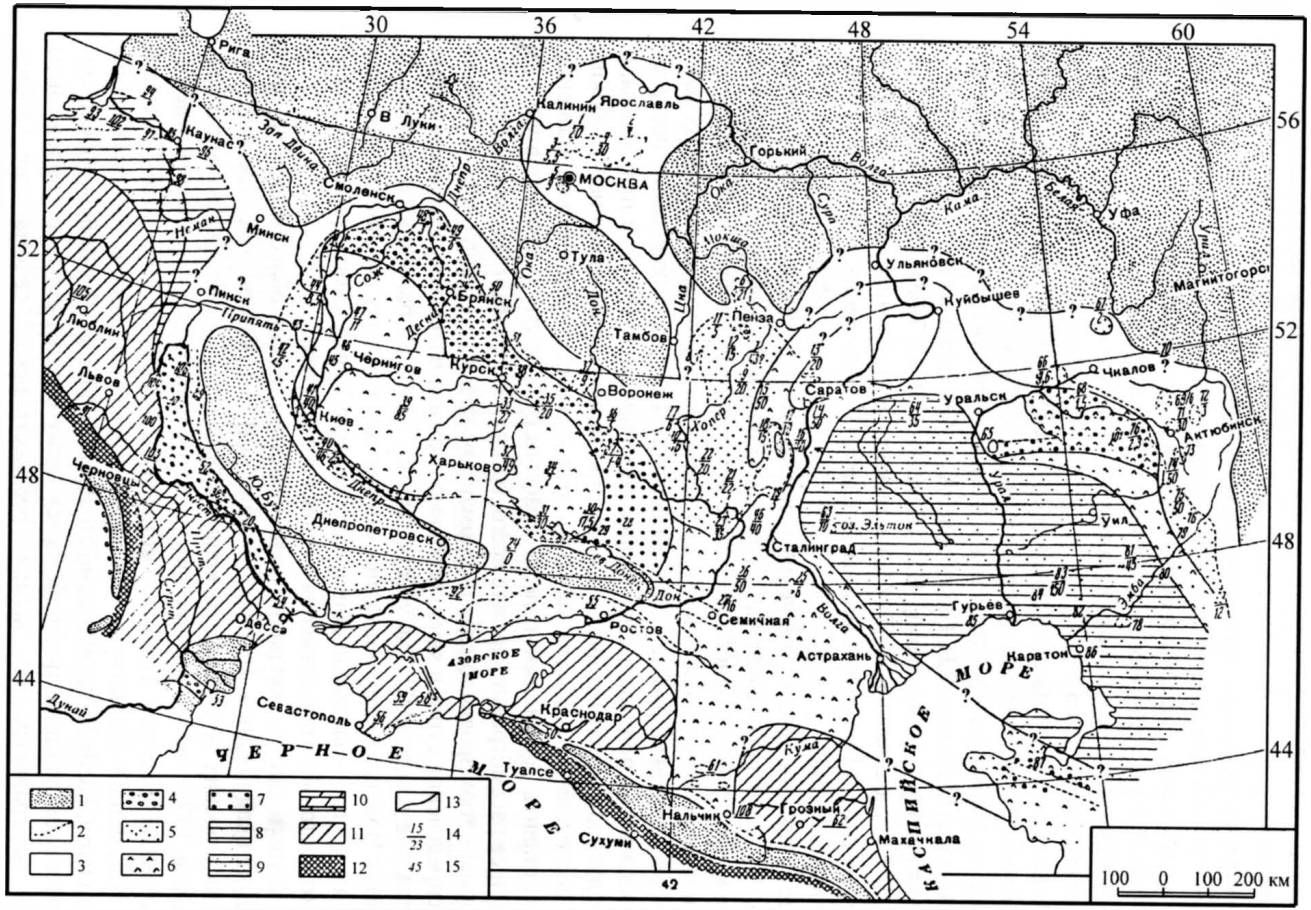


Рис. 15.9. Палеогеография и фации сеномана Русской платформы [Соболевская, 1951]

1 – области размыва, суша; 2 – граница современного распространения отложений сеномана; 3 – область предполагаемого распространения сеномана, позднее уничтоженного; 4 – грубозернистый кластический материал (конгломерат, галечник, гравий и др.); 5 – пески кварцевые; 6 – глауконит; 7 – фосфориты; 8 – глины; 9 – глины песчанистые; 10 – глины мергелистые; 11 – мергель; 12 – верхнемеловой флиш; 13 – условные границы между фациями; 14 – числитель – номер точки, знаменатель – мощность сеномана в м; 15 – номер точки наблюдений

тами желваковых фосфоритов, которые иногда сливаются в единую фосфатную плиту. Мощность их колеблется от 0,5 до 6–7 м. Кверху эти отложения обычно переходят в кварц-глауконитовый мел, в них много остатков моллюсков Actinocamax primas Arkh., Exogyra haliatidea Sow., зубов рыб и другой фауны; обращает на себя внимание отсутствие аммонитов, очень широко распространенных в сеномане Западной Европы, и изобилие фосфатизированных губок. По направлению к северо-восточному и юго-западному берегу все фосфоритоносные толщи переходят в чистые кварцевые песчаники и гравелиты.

Характерно, что все перечисленные особенности сеноманского водоема Днепровской впадины исключают влияние притока океанских вод на образование фосфатных осадков. Океанические течения должны были бы целенаправленно преодолевать подводные препятствия; кроме того, как правильно отметил еще Г.И. Бушинский [1966], концентрическое размещение фосфоритов в Днепрово-Донецкой впадине (такое же, как и в кембрийских отложениях впадины Юннань) требует радиального движения вод апвеллингов в палеоводоеме – вещи с гидродинамической точки зрения просто невероятной.

Возвращаясь к рассмотрению фациально-палеогеографической карты необходимо заметить, что юго-западнее Украинского кристаллического массива, в пределах Молдавской и Львовской впадин В.Н. Соболевская [1951] наметила, а Ю.Н. Сеньковский с соавторами [1989] подробно описали еще одну полосу сеноманских фосфоритоносных отложений. По своей литолого-петрографической характеристике они очень сходны с фосфоритоносными фациями Днепрово-Донецкой впадины; отличие их заключается только в том, что в фосфоритах юго-западных впадин наряду с фосфатизированными губками всегда присутствуют фосфатизированные ядра аммонитов, а в верхней части разрезов обычно развиты иноцерамовые известняки.

Докембрийская суша, в сеноманское время располагавшаяся на территории Украинского кристаллического массива, отличалась довольно своеобразной металлогенической характеристикой; она была описана в работах И.И. Малышева, И.Д. Царовского, В.Г. Дагелайского, А.П. Биркис, О.А. Богатикова, В.Т. Погребного, А.Д. Додатко, Н.Г.Патык-Кары и др. Обобщение всех этих материалов выполнено в статьях В.Н. Холодова и Р.К. Пауль [2001], а также В.Н. Холодова [2003а,б; 2004].

Здесь главными носителями эндогенного апатита являются два крупных массива гипербазитов – Коростеньский и Ново-Мирогородский плутоны, а также Новополтавские карбонатиты, прорывающие докембрийский фундамент. Наиболее крупный из них Коростеньский плутон сложен ультрабазитовыми породами (габбро и анортозитами), прослеженными на площади в 1300 км^2. Магматические породы повсеместно перекрыты юрско-нижнемеловой корой выветривания. Кора представляет собой промежуточный коллектор, в котором накапливается до 12% ильменита и до 5,5% апатита [Зубков, Патык-Кара, 1997].

В залегающих выше морских толщах верхнего мела, в аллювиальных отложениях третичного времени и в ледниково-флювиогляциальных толщах плиоцен-четвертичного времени залегают более 20 крупных россыпей апатита и ильменита; они сконцентрированы вблизи Стремигородского массива гипербазитов в руслах рек Ирша,Уж, Злобич, Лемна, Тростяка и др. В террасах рр. Тетерева и Днепра содержание апатита местами достигает 25 кг/м^3. Характерно, что в некоторых россы-

Таблица 71. Характеристика петрографических типов фосфоритовых месторождений (по А.В. Казакову, Е.В. Орловой и др.)

Показатели	Пеллетовые			Зернистые			Желваковые	
	Каратау, Казахстан (Коксу, Чулак-тау, Аксай)	Хубсугул, Монголия (Харанур)	Пермские отложения США (Мерц, Дуглас)	Эоценовые фосфориты Марокко-Алжира (Хурибга, Джебель, Онк)	Меловые фосфориты Египетского бассейна (Абу-Тартур)	Палеогеновые фосфориты Кара-Таг (Таджикистан)	Волжские фосфориты Общего сырта (Россия)	Юрские отложения Вятско-Камского, Егорьевского месторождений (Россия)
Содержание P_2O_5, %	28–34	30–34	28–34	24–32	24–28	23–25	14–28	7–18
Нерастворимый остаток, %	6–2	6–19	5–17	–	–	10–15	10–15	3–12
Тип фосфоритовй залежи	несколько пластов (2–13 м), протяженностью в несколько км	несколько пластов (2–9 м), протяженностью в несколько км	несколько пластов (1–5 м), протяженности десятки км	несколько пластов (0,5–3 м) протяженностью в десятки км	несколько пластов (0,2–2,4 м), протяженностью десятки км	один пласт до 0,8 м, выдержанный на десятки км	один или несколько пластов прослеженных на десятки км	выдержанные слои конкреций (0,3–1,5м)
Отложения кровли	доломиты, гл. известняки, мергели	доломиты, известняки	доломиты, известняки	глобигериновые известняки	известняки	известняки	черные сланцы, глины	глауконитовые пески, песчаники
Отложения подошвы	доломиты, глины	доломиты, известняки	кремнисто-карбонатные породы	черные сланцы	загипсованные глины	известняки	глауконитовые пески, глины	глауконитовые пески, песчаники
Палеоклимат на водосборах	Аридный						Гумидный	

пях кристаллические апатиты переходят в аутигенный франколит. Этот минерал преобладает, например, в Торчинском фосфоритовом месторождении. Это типичная аллювиальная россыпь, переработанная гипергенными водами.

К сказанному следует добавить, что в юго-восточной части Украинского щита, вблизи от Азова и Ростова-на-Дону, на карбонатитах и щелочных породах также развиты юрские и меловые коры выветривания; в них также прослежены концентрации апатита, находящиеся в ассоциации с монацитом и титано-ниобатами.

Изложенные выше данные позволяют, как мне кажется, утверждать, что в сеноманское время фосфор концентрировался в корах выветривания Украинского кристаллического щита. Гумидный климат и развитие лесной растительности благоприятствовали его мобилизации и усиленному выносу в смежные морские палеоводоемы. Остаточные скопления апатита и франколита на суше образовывали апатит-фосфоритовые аллювиальные россыпи; они являются важным аргументом, опровергающим происхождение платформенных желваковых фосфоритов за счет океанических вод.

В заключение данного раздела следует отметить, что петрографические типы фосфоритов определяют не только качество фосфоритовых руд, но и многие другие особенности фосфатных месторождений. Это хорошо видно в таблице 71, составленной по материалам А.В. Казакова, Е.В. Орловой, Н.М. Страхова, Б.М. Гиммельфарба, А.И. Смирнова и других исследователей.

Обращает на себя внимание, что наиболее высокими промышленными характеристиками обладают пластовые пеллетовые фосфориты; при высоком содержании P_2O_5 они склонны образовывать выдержанные пластовые залежи, прослеживающиеся на огромные расстояния по простиранию. Менее продуктивны зернистые фосфориты, в которых невысокие содержания P_2O_5 компенсируются пластовым типом залегания полезного ископаемого. Наконец, наиболее бедными типами месторождений фосфатов, несомненно, являются желваковые фосфориты; невысокие содержания P_2O_5 в них обычно сочетаются с локальными конкреционными пластами, только на отдельных участках, переходящими в фосфоритовые плиты.

В целом складывается впечатление, что промышленные оценки месторождений во многом зависят от интенсивности проявлений диагенетического конкрециеобразования, которое госпдствовало при формировании желваковых руд. Чем интенсивнее проявляет себя этот процесс, тем хуже оказывается качество фосфатной руды.

О происхождении фосфоритов

Происхождение фосфоритов представляет собой чрезвычайно сложную проблему; она рассматривалась в работах W.E. Logan, T.S. Hunt, F.W. Clarke, W.C. Wheeler, W.J. Sallas, А.А. Кайзерлинга, В.А. Энгельгардта, D. Murray, A. Renard, Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского, E. Blackwelder, G.R. Mansfield, A. Lacroix, Г.И. Бушинского, Г.Н. Батурина, В.С. Савенко и др. (биохимическая гипотеза), C.L. Breger, E. Blackwelder, L. Cayeux, А.Г. Вологдина, И.Б. Корде, А.Ю. Розанова, Э.Л. Школьника с соавторами (микробактериальная гипотеза), А.В. Казакова, Б.М. Гиммельфарба, П.Л. Безрукова, М.В. Кленовой, Л.В. Пустовалова, V.E. McKelvey, R.P. Sheldon, N. Salvan и др. (хемогенная гипотеза), W.R. Mansfield, Н.С. Шатского, Г.С. Дзоценидзе, Н.Г. Бродской, М.Н. Ильинской, Э.А. Еганова, Э.Л. Школьника, отчасти А.Л. Яншина и А.С. Соколова (вулканогенно-осадочная гипотеза).

Одна из причин, затрудняющих четкое решение проблемы фосфогенеза, заключается в трудности приложения сравнительно-литологического метода к изучению фосфоритов. Действительно, в настоящее время собран большой материал, характеризующий современные океанские фосфориты и условия их образования; он был широко использован для генетических построений в работах А.В. Казакова [1937; 1939; 1950], Г.Н. Батурина [1971; 1974; 1978; 1993; 1999; 2003; 2004] и ряда других авторов.

Между тем подавляющее большинство фосфоритоносных бассейнов прошлого связано с отложениями внутренних (эпиконтинентальных) и краевых морей; их *современные* гомологи неизвестны или не изучены, и это чрезвычайно затрудняет построение обоснованных генетических моделей фосфогенеза. Действительно, как это было показано в ряде работ Н.М. Страхова [1954; 1960; 1976] и подробно разобрано в главе 6, посвященной морфометрии и осадконакоплению в водоемах разного типа, безоговорочно переносить параметры океанических процессов осадкообразования на море правильным считать нельзя.

В течение прошлого века в фосфатной геологии делались попытки создать предельно простую гипотезу фосфоритообразования; при этом авторы закрывали глаза на биогенную природу миграции и концентрации фосфора. В 30-х годах прошлого столетия А.В. Казаков [1937; 1939; 1950] предложил *физико-химическую гипотезу* фосфогенеза. Суть ее сводится к следующим основным положениям.

1. Глубокие воды Мирового океана отличаются высоким парциальным давлением CO_2 и существенно обогащены растворенными фосфатами. Воды шельфовых зон характеризуются низкими давлениями CO_2 и содержат небольшие количества растворенного фосфата.

2. Донные холодные течения, формирующиеся под действием сгонных ветров (апвеллинги), выносят массу растворенных фосфатов и углекислоты в прибрежные мелководные зоны шельфа.

3. Диффузия и удаление углекислоты в условиях хорошо прогреваемого мелководья создают пересыщение шельфовых вод фосфатами, что и приводит к химическому осаждению фосфора. На глубинах 100–150 м образуются залежи фосфоритов и парагенетически связанных с ними карбонатов.

Таким образом, главным источником P_2O_5, по А.В. Казакову, являются глубокие зоны Мирового океана, а осаждение фосфора реализуется как чисто химический процесс.

Построения А.В. Казакова не выдержали испытания временем. В работах Е.В. Рожковой с соавторами [1962], А.И. Смирнова с соавторами [1962], Е. Атласа с соавторами [Atlas et al., 1976], В.С. Савенко [1992; 1998] было показано, что морская вода, содержащая в среднем 62 мкг/л фосфора, резко недосыщена в отношении апатита, и, следовательно, осаждение из нее фосфатов химическим путем исключено. А.И. Смирнов с соавторами [1962] рассчитали скорость удаления CO_2 путем диффузии из восходящих течений; оказалось, что этот процесс чрезвычайно длителен, и для образования фосфатного месторождения требуются миллиарды лет. Выяснилось также, что А.В. Казаков использовал завышенные определения фосфора в океанических водах. По его данным, содержание P_2O_5 в глубинах Атлантики колеблется от 300 до 600 мг/м^3, что в пересчете на фосфор составляет 132–264 мкг/л. Новейшие определения океанологов показывают, что количество фосфора в глубинах Атлантического океана колеблет-

ся от 27 до 75 мкг/л, редко достигая 100 мкг/л [Иваненков и др., 1979]. Получается, что перепад концентраций фосфора в зоне контакта глубинных и шельфовых вод совсем не так велик, как это считалось в 30-х годах прошлого столетия.

Благодаря своей логичности и стройности гипотеза А.В. Казакова на первых порах получила признание у многих литологов. Однако именно химическая часть этих построений вызвала критические замечания Г.И. Бушинского [1954; 1966а,б; 1969], поскольку оказалась слабо обоснованной; позднее к этой критике присоединились П.Дж. Кук и М.У. Макелхини [Cook, McElhinny, 1979], Г.Н. Батурин [1978; 1999; 2003], А.С. Соколов [1999] и другие. В настоящее время большинством литологов хемогенная гипотеза А.В. Казакова не признается.

Вулканогенно-осадочная гипотеза была впервые предложена Г. Мансфельдом [Mansfield, 1940], а также Н.С. Шатским [1955] и развивалась в работах Э.А. Еганова [1964], Э.Л. Школьника с соавторами [1966], Н.Г. Бродской и М.Н. Ильинской [1968], Н.Г. Бродской [1974] и отчасти А.Л. Яншина [1993]. В качестве главного источника фосфора в морях и океанах эти исследователи предлагали рассматривать подводные гидротермы, а их влияние распространяли на огромные расстояния.

Представление об отдаленно-кремнистых фосфоритоносных формациях вызвало обстоятельную критику Н.М. Страхова [1960; 1971], а решающее значение вулканогенно-гидротермального источника в образовании субаквальных фосфоритов было опровергнуто Г.И. Бушинским [1966а], В.Н. Холодовым [1970; 1973; 1975], А.В. Ильиным [1973], Г.Н. Батуриным [1978], Э.А. Егановым и Ю.К. Советовым [1979] и многими другими исследователями. В конечном счете, в 80-х годах XX в. вулканогенно-гидротермальная гипотеза фосфоритообразования была также полностью отвергнута. Попытки реанимировать эту концепцию с позиции тектоники плит и формирования эпох фосфогенеза, предпринятые А.С. Соколовым с соавторами [Соколов, 1999; Фролов, Соколов, 1995; 1997; Соколов и др., 2001] вряд ли можно назвать успешными; они критически рассмотрены нами ранее [Холодов, 2002; 2003а,б].

В конце XX в. при объяснении генезиса фосфоритов литологи были вынуждены снова вернуться к биогенной гипотезе. Ее фрагменты были рассмотрены в работах Н.М. Страхова [1953; 1960; 1963], Г.И. Бушинского [1956; 1966б; 1969], Г.Н. Батурина [1971; 1978; 1999; 2003], Г.Н. Батурина и В.С. Савенко [1980], В.Н. Холодова [1997б; 1999; 2002а,б,в; 2003а,б], В.Н. Холодова и Р.К. Пауль [1995; 1999а,б] и других исследователей. В новейшем варианте биогенная или *биогенно-диагенетическая* гипотеза выглядит следующим образом.

Общеизвестно, что главным источником фосфора и в современном, и в древнем процессе являлись континенты. Как показал А.Б. Ронов [1993], фосфор следующим образом размещается в верхних оболочках нашей планеты:

верхняя часть мантии –	$3{,}77 \cdot 10^{16}$ т P_2O_5
гранитная оболочка континента –	$1{,}15 \cdot 10^{16}$ т P_2O_5
стратисфера континентов и океанов –	$4{,}5 \cdot 10^{15}$ т P_2O_5
воды Мирового океана –	$2{,}2 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5.

Очевидно, что вскрытые эрозией магматические породы мантии и гранитной оболочки на континентах являются самым продуктивным поставщиком фосфора в моря и океаны.

Интенсивность выноса фосфора с того или другого участка суши в значительной мере зависит от состава эродируемых площадей; чем большую роль в них играют фосфатсодержащие породы мантии, тем большие массы P_2O_5 вступают в миграцию и тем выше содержание взвешенных и растворенных фосфатов в водах рек [Холодов, 2002]. Более того, изменение соотношений ультрабазитов (габбро, анортозиты) кислых и щелочных магматических пород во времени определяет пульсационное поступление P_2O_5 в моря и океаны и даже возникновение эпох фосфогенеза; так, например, по данным абсолютной геохронологии вендско-кембрийской и мел-палеогеновой эпохам массового фосфоритообразования в морских палеоводоемах нашей планеты предшествовали довольно мощные и фосфатоконцентрирующие магматические процессы, обеспечившие избыток P_2O_5 на континентальном блоке [Холодов, 1999]. Следует также иметь в виду, что весь фосфор магматических пород присутствует в них в форме фторапатита. По-существу, гипергенный кругооборот фосфора целиком направлен на преобразование устойчивого магматогенного апатита в коллоидно-дисперсные, гидрогенные минералы – франколит и курскит [Холодов, 2002а,б,в; 2003а,б; 2004].

Многочисленные эксперименты, определяющие химическую устойчивость апатита [Nickel, 1973; Альтшулер, 1977; Занин, Терновой, 1980], а также геохимические наблюдения над поведением фосфора в различных фациальных обстановках континентальной суши позволяют считать, что *в кислой и слабокислой среде фосфаты являются неустойчивыми и легко переходят в раствор, тогда как в слабощелочной и щелочной среде они обычно выпадают в осадок.* Это правило поведения фосфатов красной нитью проходит сквозь всю гипергенную геохимию фосфора и объясняет его тесные и многообразные связи с биосферой.

Действительно, в условиях влажного гумидного климата и преобладания наземной растительности, в результате прижизненной деятельности или посмертного разложения органического вещества, сплошь и рядом возникает кислая среда; в этих условиях апатит становится неустойчивым, растворяется, а фосфор мигрирует в ручьях, потоках и реках преимущественно в форме растворов. Наоборот, щелочная среда засушливых аридных зон стимулирует устойчивость апатита и благоприятствует его перемещению в виде взвеси.

Таким образом, климатическая зональность осадочного процесса на континентальном блоке предопределяет формы его нахождения и, следовательно, интенсивность миграции. Подтверждением сказанного является таблица 72, в которой сравниваются формы миграции фосфора в современных аридных и гумидных реках; таблица составлена по материалам О.А. Алекина, Г.В. Лопатина, Н.М. Страхова, С.Б. Бруевич, Н.В. Соловьевой и А.С. Пахомовой.

Таблица 72. Миграция фосфора в речных водах

Река	Водный сток, км^3/год	Минерализация, мг/л	Мутность, мг/л	Фосфор			Соотношение форм, %	
				растворенный, мг/л	взвешенный, мг/л	в минеральном остатке, %	взвесь	раствор
Сыр-Дарья	14	432	1160	0,008	0,757	0,002	99	1
Аму-Дарья	42	421	2510	0,010	3,750	0,002	99,8	0,2
Волга	255	182	102	0,034	0,10	0,019	75	25

Хорошо видно, что Волга, дренирующая огромные площади заболоченных лесов средней полосы, черноземов южной России и степных просторов Прикаспийской низменности, в отличие от рек аридных зон, является довольно мощным перераспределителем именно фосфатных растворов. Наоборот, Сыр-Дарья и Аму-Дарья, типичные реки аридных зон, отличаются тем, что миграция фосфора в них осуществляется преимущественно во взвеси, чисто механическим путем.

Геохимический путь фосфора в гумидных обстановках континентов существенно усложняется благодаря существованию трех геохимических фаций-узлов, в которых активно проявлет себя наземная растительность, способствующая трансформации форм P_2O_5 [Холодов, 2003а,б; 2004]. В этих трех *депоцентрах*[1] – в корах выветривания, в почвах и в низовых болотах в результате прижизненного и постсмертного влияния наземной растительности относительно накапливаются терригенный апатит и коллоидно-дисперсные формы фосфатов (франколит, штаффелит) и формируются фосфатсодержащие растворы, поступающие позднее в конечные водоемы стока.

В целом, общий поток фосфора, поступающего с континентального блока в Мировой океан, по-видимому, распадается на две составные части; в гумидных обстановках в нем преобладают растворы, в аридных – терригенный апатит, который, хотя и способен образовывать россыпные скопления на суше, но в основной своей массе именно в твердой фазе достигает осадков конечных водоемов стока.

Судьба растворенного фосфора в водах морей и океанов теснейшим образом связана с деятельностью планктона. Главным продуцентом органического вещества в верхней зоне морей и океанов является фитопланктон, который концентрирует в себе фосфор и азот. Более того, по представлениям А.С. Редфилда [Redfield, 1958] оба эти компонента входят в формулу живого вещества, которая описывается как $(CH_2O)_{106}(NH_3)H_3PO_4$. Это означает, что в составе фитопланктона соотношение C:N:P составляет 106:16:1.

Фитопланктон ежегодно потребляет 0,5–2,5 млрд т фосфора [Романкевич, 1977; Батурин, 2003], причем наибольшая его часть извлекается из морских вод фотической зоны. В некоторых случаях масса фосфора, заключенного в планктоне, может, по-видимому, увеличиваться за счет взвешенного в воде фосфора. Так, Е.М. Чейз и Ф.Л. Сейлс [Chase, Sayles, 1980] на примере устья р. Амазонки показали возможность использования биосом фосфатных взвесей.

Как бы то ни было, поток фосфора, связанного планктогенным органическим веществом, участвуя в сложных биогенно-трофических цепях, направляется на дно. При этом минерализация органического вещества сопровождается значительной потерей некоторой части связанного фосфора; по мере преобразования и минерализации органогенных частиц фосфор вновь растворяется в морской воде, причем пдсчеты, выполненные Г.Н. Батуриным [2003], позволяют утверждать, что в океанах в среднем дна достигает только 10–12 млн т фосфора в год, что составляет 1% от массы P_2O_5, вовлекаемой в биологический цикл на поверхности водоема. Само собой разумеется, что в мелководных водоемах интенсивность этого процесса увеличивается, и осадки морей содержат иногда довольно высокие количества $C_{орг}$ и P_2O_5.

---

[1] Депоцентром здесь и в дальнейшем мы будем называть такой участок земной поверхности, в пределах которого химический элемент периодически концентрируется, меняет свое фазовое состояние и в виде растворов усиленно поступает в конечные водоемы стока.

Локализация годовой продукции фитопланктона и ее отражение в распределении органического вещества на дне морей и океанов были рассмотрены в главах 7 и 8 данной монографии. Очевидно, что скопления фитопланктона в океанах обычно тяготеют к мелководью, формируя циркумконтинентальные максимумы в прибрежных зонах; соответственно располагаются зоны максимального накопления ОВ и фосфатов. Пелагические зоны обычно лишены концентраций органики. В неглубоких краевых и эпиконтинентальных морях, наоборот, концентрации фитопланктона тяготеют к побережьям, но максимальные скопления органики в осадках локализуются в пелагиалях. Это, между прочим, часто предопределяет пространственное положение фаций черных сланцев, всегда располагающихся мористее фосфоритов.

В осадках морей и океанов в результате диагенетических преобразований осуществляется разделение $C_{орг}$ и P_2O_5; как мы видели в разделах, посвященных субаквальному диагенезу, микробиологическая сульфатредукция в илах приводит к окислению и потере ОВ, в иловых водах возникает избыток CO_2 и H_2S, происходит образование гуминовых кислот, величина pH иловых растворов падает и в них растворяется большое количество P_2O_5.

Наряду с биогенным фосфором, извлеченным из морских вод в результате жизнедеятельности фитопланктона, в концентрациях P_2O_5 иловых вод принимает участие терригенно-акцессорный апатит, который чисто механическим путем мигрировал в областях аридного климата и попадал в морские и океанические осадки вместе со взвесью [Страхов, 1954; Холодов, 2003а,б].

Так как все иловые воды морских и прибрежных океанических осадков, обогащенных планктогенным органическим веществом, содержат количества растворенного фосфора в десятки и сотни раз превышающие среднее содержание этого элемента в морской воде (62 мкг/л), иловые воды конечных водоемов стока следует рассматривать как еще один возможный депоцентр при образовании месторождений фосфоритов (табл. 73). При этом тонкослоистые органогенно-глинистые илы, насыщенные такими фосфатсодержащими диагенетическими растворами, после процессов окаменения превращаются в черные сланцы, очень часто ассоциирующиеся с фосфоритами.

Необходимо отметить, что иногда сочетание интенсивных диагенетичеких процессов в илах и расслоенность наддонных вод приводят к тому, что сероводородное заражение оказывается выведено за пределы распространения илов и захватывает значительную часть придонной воды. Возникают сероводородные ловушки, подобные Черному морю, впадине Кариако, норвежским фиордам или впадине Орка в Мексиканском заливе [Холодов, 2002]. Как правило, воды в них также обогащены растворенными фосфором, марганцем, кремнеземом, железом, а иногда даже Zn, Cu, Pb, Cd.

Такие сероводородные водоемы иногда оказываются геологически долговечны (Черное море), но иногда, подобно сероводородному заражению впадин Балтийского моря, весьма эфемерны и разрушаются за один – два месяца. При этом окисление сероводорода и подщелачивание среды приводит к осаждению растворенных в водах компонентов. Можно думать, что сероводородные наддонные ловушки, пространственно связанные с черными сланцами, образуют еще один тип депоцентра для фосфора.

Итак, непосредственным источником фосфора при фосфоритообразовании могут служить три континентальных и два морских депоцентра, в которых под влиянием биоса накапливается P_2O_5 и трансформируются формы его нахождения; в определенных палеогеографических обстановках они генерируют атоносные растворы, подкисленные органическим веществом.

Таблица 73. Распределение фосфора в наддонных и иловых водах современных конечных водоемов стока

Тип бассейна	Водоем	P, мкг/л
Сероводородные бассейны	Черное море	10–270
	—"—	80–1570
	—"—	20–110
	Балтийское море	200–5000
	—"—	340–1300
	Карибское море, впадина Кариако	467–1720
	Фиорд Саанич	1080–13020
	Залив Чесапик	10–20000
Кислородные бассейны	Каспийское море:	220–8420
	северная часть	1100
	южная часть	570–4010
	Норвежское море	36–1330
	Охотское море	18–280
	Тихий океан, терригенные илы:	4–1960
	серые илы	20–2790
	красные глины	сл.–670

Во всех случаях осаждение P_2O_5 осуществляется при подщелачивании фосфатосодержащих систем. Оно может происходить при простом разбавлении содержащих органическое вещество кислых речных вод морской водой или морскими рассолами либо при подщелачивании морских или иловых вод карбонатами. В последнем случае реализуется химическая реакция:

$$\underset{\text{тв.}}{CaCO_3}+CO_2+H_2O=\underset{\text{раств.}}{Ca(HCO_3)_2},$$

в результате которой диссоциирующая вода $H_2O \leftrightarrow H^{+1}+OH^-$ теряет ионы водорода. В конечном счете, в этом случае в осадок выпадают сложные карбонатно-фосфатно-кальциевые комплексы, которые впоследствии трансформируются в гидрогенные фосфаты [Батурин, Савенко, 1977]. Эта же химическая реакция объясняет разнообразные случаи замещения биогенных карбонатов фосфатами. Широкое распространение этого явления подтверждается постоянной ассоциацией фосфоритов и карбонатных, нередко биоморфных пород, а также частыми находками фосфатизированных бактериально-водорослевых матов и строматолитов, фосфатизированных карбонатных раковин моллюсков и аммонитов, фосфатизированных губок и других прижизненно карбонатных биогенных образований.

Формирование залежей фосфоритов в конечных водоемах стока чаще всего осуществляется в прибрежных зонах, на мелководье или на шельфах, которые можно называть фосфатно-карбонатными платформами. Растворенный P_2O_5 доставляется сюда из континентальных или морских депоцентров разными путями: 1) с речными и болотными водами, 2) ингрессиями и трансгрессиями сероводо-

родных вод, 3) с разнообразными течениями наддонных вод, направленными из глубоких частей водоемов к отмелям (в последнее время они получили общее название «upwelling»), 4) с подтоком иловых вод, вызванным интенсивным уплотнением глинисто-углеродистых глубоководных илов.

Такой диагенетический механизм перемещения фосфатсодержащих и марганценосных растворов был недавно подробно обоснован в монографии В.В. Калиненко [1990] на примере майкопских отложений Западного Предкавказья.

Непосредственное осаждение фосфатов осуществляется хемогенным или биогенно-хемогенным путем на кислотно-щелочной границе, часто в верхней части полужидкого ила; коллоидные свойства фосфатов проявляются здесь в образовании микростяжений, сгустков, желваков, конкреций и конкреционных линз.

Так как зона фосфоритообразования обычно располагается в пределах крайнего мелководья и является ареной действия прибрежного волнения, сразу же после своего возникновения фосфатные образования испытывают разнообразные процессы механического переотложения; при этом проявляются свойства апатита как типичного минерала россыпей [Холодов, 2003а,б]. Здесь, прежде всего в условиях кислородной среды, на первый план выходит различие свойств черных глинистых сланцев и содержащихся в них фосфатных желваков. Под действием кислорода вод органическое вещество сланцев быстро и бесследно сгорает; этому процессу способствует деятельность илоедов, разрыхляющих осадок на огромных площадях. Фосфатные желваки и конкреции индифферентны по отношению к воздействию кислорода воды и поэтому накапливаются вблизи от поверхностей размыва, занимающих в платформенных морях огромные территории.

Волнение и волно-прибойные явления способствуют окатыванию конкреций и превращению их в гальки; деятельность камнеточцев, а иногда и рыб [Чумаков, 1998] усиливают их разрушение, окатывание и образование тонкой фосфатной фракции. Последняя при воздействии слабокислых речных вод растворяется, а при усилении влияния моря и подщелачивании осаждается на фосфатных обломках, регенерируя механически раздробленные желваки.

В области действия прибоя протекают процессы, типичные для прибрежно-морских россыпей (см. главу 9): фосфатные желваки дробятся, регенерируются, и их мелкие фракции шлихуются, механически обогащая отдельные участки дна. Масштабы механического переотложения фосфатного материала и возможность возникновения вторичных залежей полностью зависит от гидродинамики палеоводоемов и геологических обстановок. В некоторых случаях процессы переотложения и концентрации фосфатных конкреций и их обломков достигают огромных масштабов; так, например, Ю.Н. Сеньковский с соавторами [1989] описал залежи меловых фосфоритов Львовской впадины, образовавшиеся за счет переотложения и концентрации конкреций вендских подольских фосфоритов.

Изложенные выше представления о процессах фосфоритообразования вряд ли можно считать законченной концепцией; они находятся в стадии становления и разработки. Тем не менее, с течением времени ясным становится одно: для более полного понимания сущности процессов фосфогенеза необходимо рассматривать эти явления в тесной связи с деятельностью биосферы и сосредоточить внимание исследователей не только на геохимии океанов, но и на процессах, протекающих на континентах. Геохимия кор выветривания, почв, болотных систем, условия миграции фосфора в реках, их дельтах и эстуариях, поведение апатита в различ-

ных фациях аридных зон, наряду с исследованием осадков морей и океанов, а также изучением геохимии и литологии древних залежей фосфоритов – вот те ключевые проблемы, что в будущих построениях несомненно послужат вехами на пути развития фосфатной геологии.

О геохимии элементов-примесей в фосфоритах

Поведению элементов-примесей в фосфоритах были посвящены работы Я.В. Самойлова, В.П. Русакова, K.D. Jacob, T.H. Treamern, F. Lewis, W.E. McKelvey, Z.S. Altshuler, R.A. Guldbrandsen, Э. Хейнриха, В.Н. Холодова, В.З. Блисковского, Д.А. Минеева, Y. Kolodny, I.R. Kaplan, Г.Н. Батурина, А.В. Коченова, Ю.Н. Занина, М.М. Язмира, А.И. Ильина, Ю.А. Кипермана и др. исследователей.

Прежде чем рассматривать распределение элементов-примесей в коллоидно-дисперсных минералах, слагающих фосфориты, было бы интересным познакомиться с их главной кристаллохимической моделью – магматогенным апатитом; его химический состав и минералогические особенности были исследованы в работах Н.В. Белова, И.Д. Борнеман-Старынкевич, З.В. Васильевой, P. Dihn, R. Klement, D. McConnell, L. Mitchell, F. Zambonini и др.

Диаграмма, изображающая кристаллохимическое родство элементов-примесей в минералах группы апатита помещена на рис. 15.10*а*. На ней хорошо видно, что в магматогенных апатитах, среди которых принято различать фтор-, хлор- и гидроксилапатит, очень часто присутствуют высокие содержания урана, тория, редкоземельных элементов и иттрия, а также стронция.

Содержание урана и тория в апатитах (верхний угол треугольной диаграммы) изменяется в довольно широких пределах, но всегда превышает их кларковое содержание в стратисфере. Для урана кларк концентрации в апатите колеблется от 3,1 до 93,7, для тория – от 136,4 до 290,9.

Группа редкоземельных элементов (левый угол) включает в себя содержание иттрия и 14 лантаноидов, в которую входят лантан (La), церий (Ce), празеодимий (Pr), неодимий (Nd), европий (Eu), самарий (Sm), тербий (Tb), гадолиний (Gd), гольмий (Ho), диспрозий (Dy), туллий (Tu), эрбий (Er), лютеций (Lu), иттербий (Yb). Если согласно А.П. Виноградову [1962] считать, что среднее содержание ΣTR в стратисфере оценивается величиной $1{,}85 \cdot 10^{-2}$%, то в апатитах они концентрируются примерно в 5–660 раз по сравнению с кларком. Согласно представлениям Н.В. Белова и И.Д. Борнеман-Старынкевич, иттрий и редкие земли входят в кристаллическую решетку апатита. При этом образуются изоморфные ряды минералов апатитовой группы от обычного апатита с повышенным содержанием иттрия и ΣTR и до редкоземельных минералов – бритолита и абакумалита.

Очень распространенной изморфной примесью в апатитах является стронций (правый угол треугольной диаграммы); обычно содержание этого элемента колеблется от 0,1 до 24%, что соответсвует кларку концентрации 2,2–550. Иногда его содержания бывают настолько велики, что он входит в химическую формулу минерала; при этом апатит получает новые названия -- стронцийапатит или беловит.

Кристаллическая решетка апатита, вообще говоря, отличается большой изоморфной емкостью; кроме наиболее распространенных примесей группы урана, тория, редких земель и стронция в нее, по-видимому, могут входить свинец, вана-

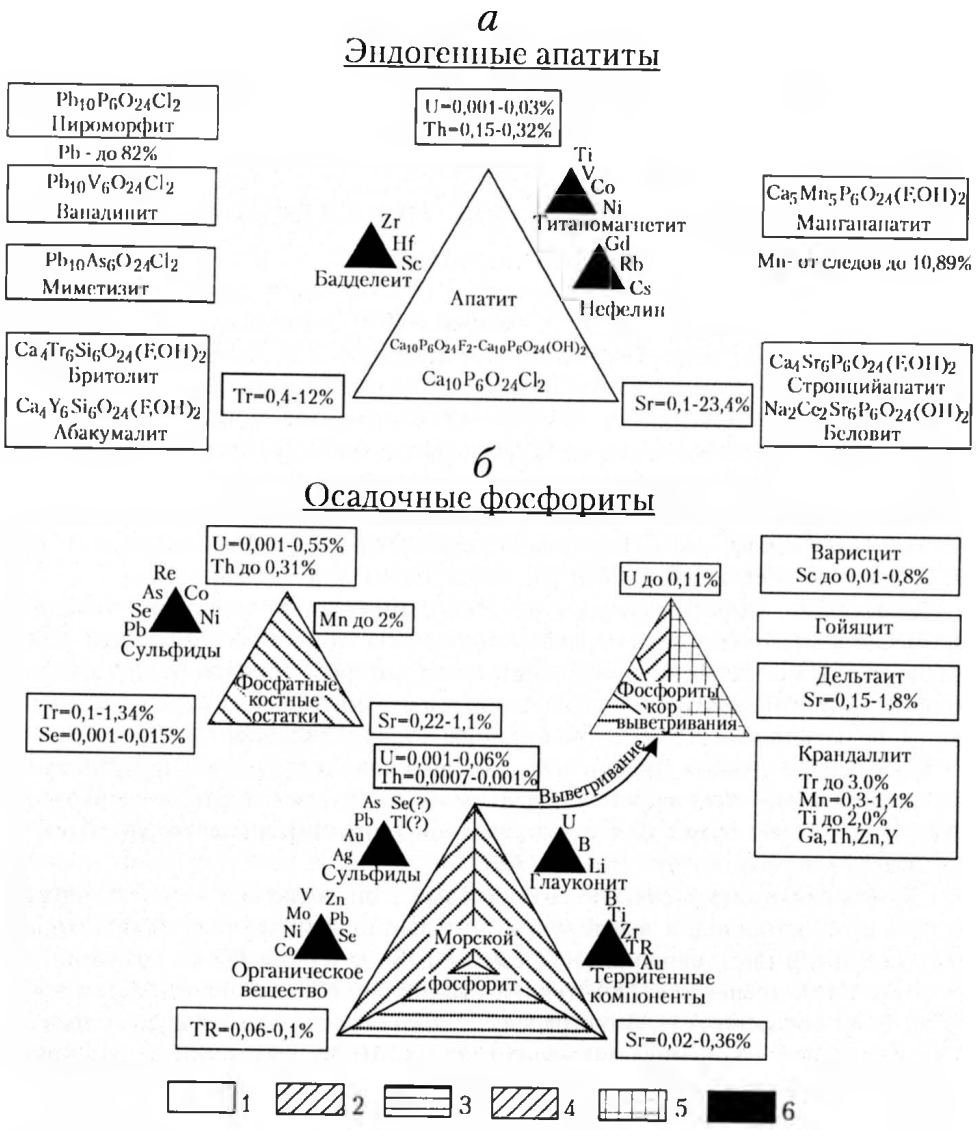


Рис. 15.10. Распределение редких элементов в апатитах (*а*) и в различных типах морских фосфоритов (*б*)

1 – кристаллический апатит; 2 – тонкодисперсный фторапатит ($Ca_{10}P_6O_{24}F_2$); 3 – курскит ($Ca_{10}P_{4,5}(OH)_{1,5}O_{22,5}F_2$); 4 – франколит ($Ca_{10}P_{5,2}C_{0,8}(OH)O_{23,2}F_{1,8}$); 5 – алюмофосфаты; 6 – редкие элемены в сопутствующих минералах

дий, мышьяк и марганец; при высоких содержаниях этих компонентов апатит сменяется пироморфитом, ванадинитом, миметизитом и манганоапатитом.

Любопытно, что в парагенетических ассоциациях с апатитом часто встречаются бадделеит, титаномагнетит и нефелин; эти минералы содержат свои элементы-примеси, присутствие которых нередко осложняет геохимическую характеристику фосфатных залежей.

Описывая поведение элементов-примесей в осадочных фосфоритах (см. рис. 15.10*б*), следует, прежде всего, подчеркнуть их глубокое кристаллохимическое сходство с магматическими апатитами; курскиты, франколиты и дисперсные осадочные апатиты содержат ту же ассоциацию элементов примесей, что и апатиты кристаллические. В них активно накапливаются уран и торий, редкоземельные элементы и стронций. При этом, однако, количество урана колеблется от 3,2 до 187,5, тория – в пределах его среднего содержания, редкоземельных элементов – от 3,24 до 5,4 и стронция – от 1,0 до 8,0 КК.

Очевидно, что в полном соответствии с низкотемпературностью осадочного процесса количества элементов-примесей в фосфоритах значительно уступают их концентрациям в апатитах; не распространяются также среди них минералы, имеющие апатитовую решетку и содержащие значительные количества ΣTR, Sr, Mn и др. примесей.

Характерной особенностью коллоидно-дисперсных фосфатных минералов, как мы видели выше, является частое присутствие в них органического вещества, сульфидов, глауконита и тяжелых акцессорных минералов. Каждый из этих компонентов ассоциации способен концентрировать свои «наборы» химических элементов; это чрезвычайно усиливает общее разнообразие парагенезов элементов в фосфоритовых залежах.

Наконец, нельзя не подчеркнуть, что среди осадочных фосфоритов особое место занимают фосфатизированные костные остатки и алюмофосфаты; они являются совершенно особыми, своеобразными концентраторами элементов-примесей.

Фосфатизированные костные остатки или «рыбные кладбища» были описаны в трудах F.L. Hess, A.F. Rodgers, R.S. Dietz, R.S. Wells, C.F. Davidson, D. Atkin, K.D. Smith, D.A. Bradley, J.D. Love, А.М. Блоха, А.В. Коченова, А.С. Столярова, В.В. Зиновьева, В.Н. Холодова, Г.Н. Батурина, Э. Хейнриха и многих других российских и зарубежных ученых. Как видно на диаграмме рис. 15.10, в костных остатках и, главным образом, в костях рыб иногда обнаруживаются необычайно высокие и даже промышленные содержания урана (до 1700 кларков концентрации), тория (до 280 кк), редкоземельных элементов (до 72 кк), стронция (до 25 кк); кроме того, здесь накапливаются скандий, марганец и ряд других химических элементов.

К. Дэвидсон и Д. Аткин [Davidson, Atkin, 1953] показали, что радиоактивность ископаемых костей, с одной стороны, зависит от их возраста, а с другой – определяется водопроницаемостью породы, в которой они заключены. Во всех случаях фосфатизированные костные остатки, находящиеся внутри эпигенетических рудных тел, оказываются импрегнированными минералами урана; в этих процессах вторичного обогащения большую роль играет пористость и проницаемость костных остатков.

Особое место среди осадочных фосфоритов занимают алюмофосфаты, образующиеся в корах выветривания, развитых на фосфатных залежах; они были очень полно описаны в трудах Z.S. Altschuler, E.B. Iaffe, F. Cuttita, Ю.Н. Занина, В.И. Тернового, В.З. Блисковского, C. Frondel, V.E. McKelvey и др. и показаны на рис. 15.10. Очевидно, что в алюмофосфатах часто концентрируются скандий, стронций, редкие земли, марганец, титан, галлий, торий и цинк. В целом, общая картина поведения элементов-примесей в фосфоритах достаточно сложная и тесно связана с кристаллическими свойствами фосфатного вещества.

Распределение химических элементов в месторождениях фосфоритов различных типов на полуколичественной основе показано на рис. 15.11 [Холодов, Блис-

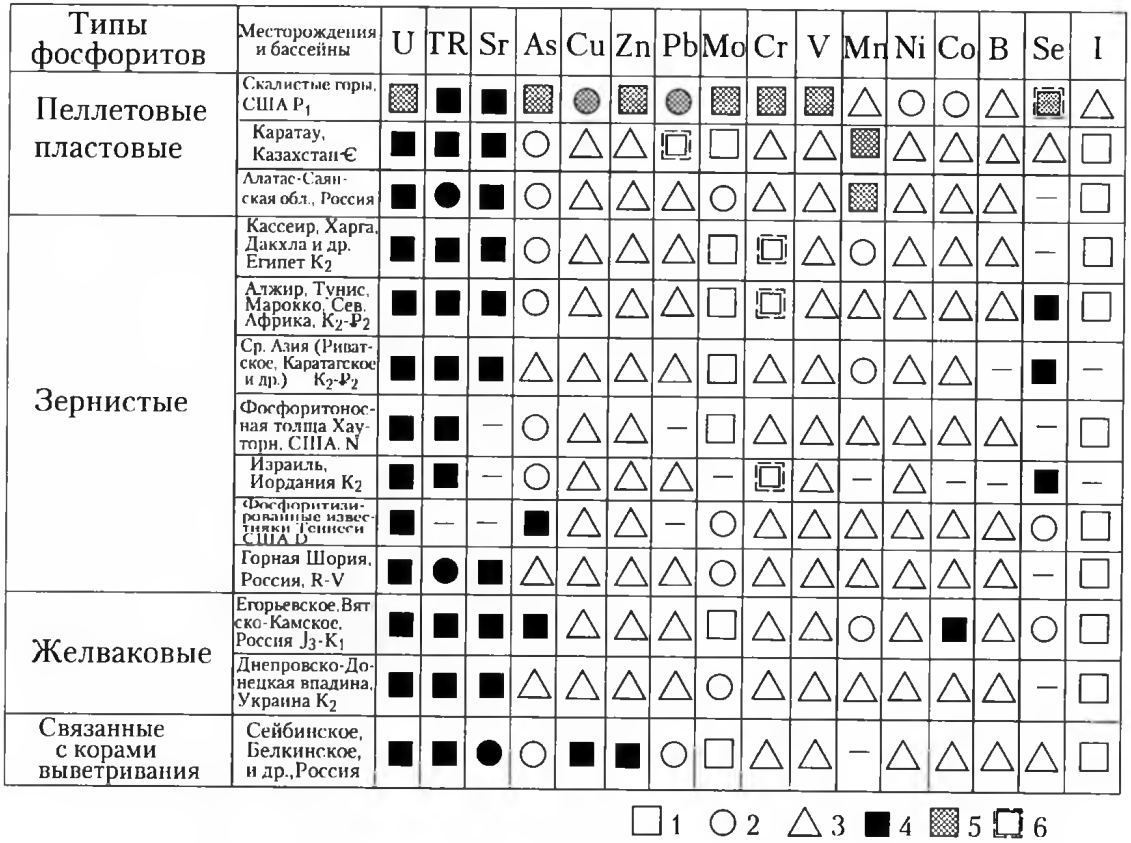


Рис. 15.11. Распространение редких элементов в фосфоритах различных групп формаций [Холодов, Блисковский, 1976]. Средние содержания элементов в кларках концентрации:

1 – устойчиво повышенные (более чем 1,2 кларка); 2 – примерно соответствуют кларку (0,8– 1,2); 3 – ниже кларка (< 0,8); 4 – вхождение элемента в решетку фосфата (минерала-спутника) или сорбция его фосфатом (минералом-спутником); 5 – совмещение фаций; 6 – геохимическая специализация региона

ковский, 1976]. При рассмотрении графика хорошо видно, что уран, группа редких земель и стронций в большинстве случаев накапливаются в фосфоритовых залежах разного типа; принадлежность фосфоритов к группе пеллетовых, зернистых или желваковых разностей никак не сказывается на поведении элементов этой группы – они *повсюдны* и индифферентны к обстановкам, в которых первоначально формируются фосфориты. Очевидно, что в этих особенностях распространения отражаются кристаллохимические связи между элементами и фосфатным веществом. Большая группа остальных химических элементов распределена в фосфоритах довольно хаотично. Очень часто, но не всегда, накапливаются в них молибден, йод, отчасти селен и мышьяк. Эта группа элементов нередко встречается в связи с органическим веществом; вполне вероятно, что их присутствие подчеркивает биогенное происхождение фосфатов.

Любопытно, что некоторые химические элементы в значительных количествах накапливаются в фосфоритах только в тех случаях, когда последние пространственно ассоциируются с какими-либо смежными металлоносными фациями. Так, например, высокие содержания ванадия в фосфоритах обычно не встречаются, однако в промышленных количествах этот элемент извлекался из фосфоритов Скалистых гор (США), где черносланцевые фации пространственно совмещаются с фосфатными залежами. Иногда месторождения фосфоритов совмещаются с железорудными и железо-марганцевыми фациями; в этих случаях, как это имеет место в Каратау (Казахстан), в Алтае-Саянских месторождениях (Россия), а также в Алжире, Тунисе и Марокко, фосфоритоносные отложения обогащаются марганцем.

В ряде случаев соседство с россыпными месторождениями приводит к обогащению желваковых фосфоритов цирконием, титаном и хромом.

Нельзя также не отметить, что на поведение элементов-примесей в фосфоритах большое влияние оказывает металлогеническая специфика района; так, например, существование селеновых провинций в Передней Азии, по-видимому, отражается в повышенном содержании этого элемента в близлежащих фосфоритах.

Реальное распределение элементов-примесей в фосфоритоносных отложениях нами было изучено на примере томмотской серии Малого Каратау (Казахстан). Здесь было опробовано свыше 18 разрезов наиболее крупных месторождений и рудопроявлений пеллетовых фосфоритов. Образцы отбирались через 1–2 м, всего было изучено более 900 индивидуальных геологических проб [Холодов, 1968; 1973; Холодов, Блисковский, 1976].

С помощью химического и количественного спектрального анализа было установлено, что одна группа элементов, в которую входят иттрий, лантаноиды, стронций и, отчасти, уран постоянно накапливается в пластах фосфоритов и совершенно отсутствует среди других пород, слагающих продуктивную толщу. Другая группа элементов, в которой определяющую роль играет ванадий и галлий, отчетливо тяготеет к углеродисто-глинистым сланцам или в повышенных количествах обнаруживается среди продуктов выветривания этих пород – желтовато-серых опоковидных сланцев, развитых в зоне гипергенеза. Наконец, третья группа химических элементов, которую представляют свинец и серебро, не имеют определенного места в разрезах, встречается в породах разного литологического состава и скоре всего контролируется зонами трещиноватости. Если учесть, что эти примеси легко образуют разнообразные сульфиды, то можно считать их скопления результатом эпигенетического воздействия металлоносных растворов на породы фосфоритоносной формации.

Казалось бы, геохимическая картина ясна. Химические элементы группы урана–редких земель являются типичными *сингенетичными* образованиями, т.е. возникли одновременно с фосфоритами, и именно поэтому они контролируются напластованием фосфатных пород. Выяснилось, однако, что это совсем не так и генетические взаимоотношения урана, редких земель, тория, стронция и фосфатных минералов значительно сложнее.

Уран и торий в фосфоритах

Поведение урана и тория в фосфоритах рассматривалось в работах V.E. McKelvey, Z.S. Altschuller, Э. Хейнриха, Г.Б. Наумова и др., В.Н. Холодова, Г.И. Бушинского, R.A. Guldbransen, Y. Kolodny, J.R. Kaplan, В.З. Блисковского, Г.Н. Батурина, А.В. Коченова, H.H. Veen, Ю.Н. Занина, N.B. Price, S.E. Calvert и др.

В современных осадках морей и океанов закономерности их распределения своеобразны; в глубоководных глинистых осадках торий преобладает над ураном, воспроизводя таким образом те соотношения, которые типичны во всех верхних оболочках планеты. В более мелководных осадках, среди которых обычно локализуются фосфориты, наоборот, уран преобладает над торием.

Как показал Г.Н. Батурин [2004] в современных фосфоритах шельфа Намибии, Перу и Чили степень накопления урана и тория весьма изменчива, но она всегда больше, чем концентрация этих элементов во вмещающих осадках. Любопытно при этом, что в свежеобразованных фосфоритах уран находится в виде собственных минералов – уранинита (U_3O_8), коффинита ($U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$), нингиоита (коффинит с фосфором и кремнеземом). Характер распределения урана в фосфатных осадках заставляет придти к выводу, что он поступает в осадок путем диффузии из придонной воды в результате диагенетических преобразований органического вещества и восстановления шестивалентного урана до четырехвалентного состояния. Этот процесс протекает после формирования фосфатных стяжений.

В древних фосфоритовых залежах распределение урана чрезвычайно прихотливо; как видно в таблице 74, составленной по материалам Z.S. Altschuller, А.П. Добросердова и Р.Ш. Харитонова, Y.B. Cathcart, C.F. Davidson, D. Atkin, V. Kolodny, J.R. Kaplan и др. исследователей, содержание урана в них колеблется от 36 до 300 г/т и в значительной степени определяется влиянием внешних факторов. Так, например, фосфоритовые зерна и желваки в карбонатных отложениях палеогена Кассан-Варзыкского района, заключенные внутри роллоподобных тел месторождения Шакаптар [Холодов, 1968; 1973], обычно заметно обогащены урановой минерализацией. В то же время, за пределами урановых эпигенетических рудных тел в желваках тех же конкреционных горизонтов все следы повышенной радиоактивности фосфатов нацело отсутствуют.

Не вызывает сомнения огромная роль гипергенного окисления и выветривания фосфатов, при котором содержания урана в них катастрофически уменьшаются. Так, например, в работах А.И. Смирнова [1959], полностью подтвержденных последующим детальным опробованием [Холодов, 1973], было показано, что выведенные на дневную поверхность пеллетовые фосфориты Каратау (Казахстан) лишены $C_{орг}$ и почти не содержат урана. Однако обогащенные органическим веществом пластовые фосфориты того же района, но вскрытые скважинами на глубинах 50–120 м, обычно слабо радиоактивны и при детальном опробовании содержат от следов до 10–15 г/т U_3O_8.

Таблица 74. Содержание урана в фосфоритах древних формаций

Местонахождение	Содержание U_3O_8 в г/т; в скобках – средние содержания
Скалистые горы, пермь, США	50–200 (100)
Флорида, США, морские галечники	30–300 (150)
Флорида, США, формация Хауторн, нижний миоцен	15–90 (60)
Флорида, США, формация Боун Велли, плиоцен	100–300 (150)
Марокко, мел, эоцен	70–230
Алжир, эоцен	110–140
Тунис, эоцен	40–90
Западная Сахара, эоцен	60–130
Египет, мел	70–120
Израиль, верхний мел	50–150
Иордания, юра, мел	70–180
Сенегал, эоцен, алюмофосфаты	140–200
Сегура, Перу, эоцен	(70)
Джорджина, Австралия, кембрий	12–150 (70)
Центр. Русской платформы, юра–мел	(36)

Все это заставляет думать, что фосфориты представляют собой своеобразную «станцию» на пути миграции урана; концентрация в них этого элемента предпочтительна по сравнению со всеми другими породами, но она, как и процессы рассеяния, зависит от общего направления геохимических процессов, сменяющих друг друга во времени.

Редкие земли в фосфоритах

Закономерности распределения редкоземельных элементов (Y+лантаноиды) в фосфоритах изучались И.Д. Борнеман-Стырынкевич, С.А. Боровиком, Т.А. Буровой, W.O. Robinson, В.Н. Холодовым, А.М. Блохом, А.В. Коченовым, В.В. Зиновьевым, Z. Altschuler, S. Berman, S. Cuttita, M. Fleischer, Д.А. Минеевым, Ю.А. Балашовым, С.Б. Тамбиевым, В.З. Блисковским, Г.Н. Батуриным и др. исследователями.

Исследование современного фосфоритообразования позволяет представить себе формирование примеси редкоземельных элементов в фосфоритах следующим образом.

Как показали Г.Н. Батурин с соавторами [1972], свежеобразованные в илах фосфориты примеси редких земель почти не содержат; только по прошествии значительного отрезка времени длительный контакт фосфатного вещества с морской или иловой водой приводит к накоплению ΣTR_2O_3. При этом редкоземельные элементы сорбируются фосфатами примерно в тех же количественных соотношениях, в которых они присутствуют в морской или иловой воде. Динамика

накопления ΣTR_2O_3 фосфоритами показана в таблице 75; ее анализ отчетливо показывает, что удельное содержание редкоземельных элементов на единицу P_2O_5 неуклонно возрастает с течением времени от 0,18–0,39 до 3,10 и более.

Таблица 75. Содержание P_2O_5 и ΣTR_2O_5 (включая иттрий) в современных и миоценовых фосфоритах [Батурин и др., 1972]

Возраст фосфоритов	Глубина, м	Местонахождение и характеристика образца	Содержание, %		$(\Sigma TR_2O_3/P_2O_5)\cdot10^{-3}$
			P_2O_5	ΣTR_2O_3	
Современные	150	Шельф Чили, фосфоритовая конкреция	25,6	0,01	0,39
	76	Шельф Намибии, фосфоритовая конкреция	27,7	н.о. – 0,066	0,18
	150	Обломок рыбной кости	29,0	0,019	0,65
	150	Позвонок	18,5	0,021	1,13
Миоцен-плиоценовые	300	Плато Блейк, фосфоритовая конкреция	20,3	0,04	1,97
	160	Шельф Анголы, фосфо-ритовый конгломерат	9,0	0,01	1,11
	130	Шельф Намибии, фосфоритовая конкреция	21,3	0,066	3,10

Г.Н. Батурин [2004], детально изучивший состав элементов группы редких земель в современных фосфоритах шельфов Намибии (Африка) и Перу (Южная Америка), обнаружил в них характерную европиевую аномалию – избыток двухвалентного европия. По мнению этого исследователя, аномалия отражает процесс восстановления трехвалентного европия до двухвалентного состояния, имевший место в резко восстановительной среде диагенеза при избытке ОВ. Следует подчеркнуть, что воды океанов обычно относительно обогащены неодимом и не концентрируют европий [Балашов, 1976]; только в исключительных условиях резко восстановительной среды, когда окислительно-восстановительный потенциал (Eh) опускается до величин -200 мВ и ниже, происходит обеднение диатомовых илов европием и обогащение им иловых вод. Этот процесс отражается в составе редкоземельных элементов, связанных с фосфатными желваками. Было также установлено, что европиевая аномалия проявляется далеко не во всех пробах. Это дает основание предполагать, что в целом процесс извлечения редких земель из растворов был чрезвычайно длительным, а накопление европия – явлением эпизодическим и кратковременным.

Не менее своеобразные взаимоотношения между фосфоритами и редкоземельными элементами (РЗЭ) были установлены В.Н. Холодовым [1966; 1972; 1973] на примере пеллетовых фосфоритов Каратау (Казахстан). На большом фактическом материале, характеризующем все крупные месторождения и рудопро-

явления этого района, было показано что: 1) в фосфоритах бассейна отсутствуют собственные редкоземельные минералы; 2) в разрезах и на площади распределение РЗЭ связано прямой корреляционной зависимостью с распределением пятиокиси фосфора; 3) содержание ΣTR_2O_3 в фосфоритах бассейна меняется от 0,06 до 0,10%, а в среднем равно 0,08%, т.е. близко к кларковому содержанию РЗЭ в фосфоритах. При этом относительные содержания лантаноидов соответствуют отношениям, показаным в таблице 76.

Таблица 76. Относительные содержания лантаноидов в фосфоритах разных участков Каратауского фосфоритоносного бассейна (%)

Участки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Число проб
1	28,95	23,2	6,15	23,3	5,3	0,8	7,7	0,5	3,0	0,8	1,3	–	1,0	–	2
2	30,5	25,5	6,0	18,7	3,4	0,5	4,6	0,7	3,4	0,7	25	0,5	2,5	0,5	1
3	25,9	26,5	6,8	23,8	3,6	0,8	3,4	0,3	3,1	0,8	1,8	0	1,3	0	1
4	24,6	25,1	4,5	19,6	4,6	0,6	9,7	0,9	4,5	0,8	1,7	0,8	1,7	0,8	3
5	29,4	27,2	6,5	13,5	5,4	0,9	6,1	0,7	4,5	0,9	2,9	0,055	1,4	0,2	2
6	26,7	23,1	7,2	20,7	5,6	0,6	6,2	0,6	4,4	0,6	2,6	0,7	1,5	0,2	2
7	24,3	23,6	5,0	27,3	4,8	0,7	5,3	0,5	3,9	0,8	2,3	0,3	1,8	0	4
8	29,8	25,5	6,1	17,5	5,0	0,8	5,3	0,5	4,2	0,9	2,9	0,3	1,4	0	2
9	17,5	27,	5,6	17,1	6,6	0,6	6,3	0,8	3,1	0,4	2,0	0,6	2,7	1,0	2
10	24,6	27,8	5,1	20,7	5,0	0,7	6,1	0,5	4,0	0,7	2,4	0,3	1,9	0,4	10
11	22,8	36,0	6,4	23,0	3,5	0,5	2,5	0,3	2,8	0,5	1,0	0	0,8	0	1
12	22,7	31,5	6,6	19,5	4,1	0,7	5,2	0,9	2,3	0,9	2,3	0,4	1,7	0	2
Среднее	23,0	27,0	5,3	20,4	5,0	0,6	6,3	0,6	4,3	0,8	2,7	0,3	1,6	0,2	31

Как известно, среди РЗЭ принято выделять две группы; легкие РЗЭ включают лантан, церий, празеодимий, неодимий и самарий, тогда как тяжелые обычно охватывают весь ряд от европия до лютеция и очень сходный с ними иттрий.

В фосфоритах Каратау преимущественно накапливаются цериевые лантаноиды, что хорошо видно на рис. 15.12*а*. Характерно, что редкоземельные элементы в пеллетовых пластовых фосфоритах Каратауского бассейна оказываются активными участниками вторичных преобразований и под действием вадозных гипергенных вод не только растворяются и выносятся за пределы фосфатных пластов, но и существенно меняют свой состав.

Хорошим примером таких катагенетических вторичных преобразований пластовых фосфоритов является юго-восточная часть Верхнеучбасской антиклинали, представляющая разные участки месторождения Кок-Джон [Холодов, 1963; 1966; Холодов и др., 1968; Блисковский и др., 1969; Холодов, Блисковский, 1976; Холодов, Минеев, 1977]. Здесь фосфоритоносная толща, падая на северо-восток под уг-

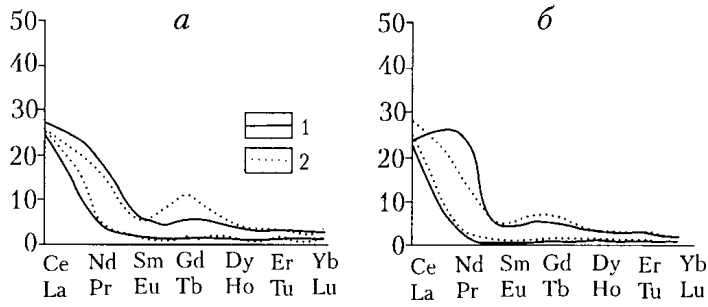


Рис. 15.12. Поведение редкоземельных элементов при выветривании фосфоритов бассейна Каратау

а – месторождение Кис-Тас; *б* – месторождение Арал-Тюбе. 1 – верхний пласт, 2 – нижний

лом 35–45°, с перерывами прослеживается почти на 50 км. Мощность ее колеблется от 14 до 25 метров, а строение типично для всего северо-западного района Малого Каратау: на горизонте «нижних» доломитов залегают кремнистые породы, затем пластовые фосфориты, вновь кремнистые породы и опять пластовые фосфориты. Таким образом, здесь четко прослеживаются два фосфоритовых пласта, разделенных сланцами или фтанитами. Фосфориты вместе с перекрывающей их тамдинской карбонатной серией составляют единый водоносный горизонт.

По морфологическим признакам в пятидесятикилометровой полосе фосфоритов выделяются два участка – приподнятый в разрезе участок Арал-Тюбе и опущенный и вскрытый рекой Уч-бас участок Кис-Тас. Как показали гидрогеологи [Коноплянцев, 1954], в водоносных толщах региона развиты гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды невысокой минерализации; это типичные вадозные воды зоны выветривания, и их движение по трещинно-пластовым коллекторам направлено от приподнятого участка Арал-Тюбе к участку, опущенному в рельефе (Кис-Тас) (рис. 15.13).

Опробование пластовых вод, выполненное на нескольких десятках гидрогеологических скважин, показало, что в направлении от области питания к области разгрузки весьма существенно меняется их химический состав. Прежде всего, обращает на себя внимание, что с юго-востока на северо-запад общая минерализация вод растет с 250–300 мг/л до 800 мг/л и более. Параллельно с ростом общей минерализации в подземном потоке вод непрерывно возрастает также содержание SO_4; характерно, что в Арал-Тюбе оно редко превышает первые десятки мг/л, тогда как в водах участка Кис-Тас его количество иногда достигает 400 мг/л.

Совершенно по другому ведет себя HCO^1_3, количество которого падает от 200-300 мг/л в Арал-Тюбе до 150 мг/л в Кис-Тас. В целом, можно утверждать, что в направлении от области питания к области разгрузки слабоминерализованные воды гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного типа сменяются сильноминерализованными сульфатно-гидрокарбонатными водами. Соответственно величина pH этих вод возрастает с 6,6 до 8,2.

Сопоставляя между собой данные гидрохимических и литолого-геохимических исследований, схему взаимодействия вод и пород можно представить себе в следующем виде.

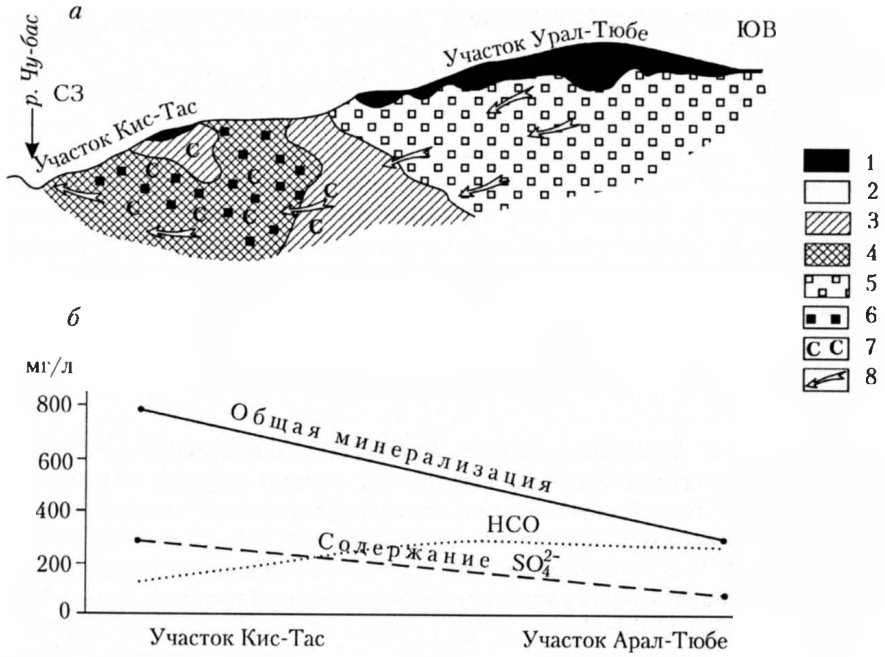


Рис. 15.13. Схема эпигенетической зональности фосфоритоносных отложений и изменения состава пластовых вод в пределах месторождения Кок-Джон

а – эпигенетические изменения фосфоритоносных отложений в проекции на вертикальную плоскость: 1 – высококачественные рыхлые фосфориты; 2 – высококачественные пористые фосфориты; 3 – слабо карбонатизированные фосфориты; 4 – интенсивно карбонатизированные фосфориты; 5 – гидроксиды железа; 6 – пирит; 7 – органическое вещество; 8 – направление движения подземных вод. *б* – общие тенденции в изменении состава подземных вод

На приподнятом участке Арал-Тюбе атмосферные воды, богатые кислородом, окисляют фосфориты, растворяют их карбонатный цемент и таким образом превращают пласт в богатую фосфором сыпучку. Вместе с вторичным обогащением фосфатами здесь увеличивается и ΣРЗЭ. На опущенном участке Кис-Тас фосфориты содержат много органического вещества, присутствуют сульфиды и, самое главное, фосфатные пеллеты здесь плотно цементируются новообразованиями доломита и кальцита. Общее содержание фосфора и редких земель здесь уменьшается; фосфориты «разбавляются» выпадающим в осадок карбонатным материалом, и содержание примесей РЗЭ в них соответственно уменьшается. Одновременно с этими гипергенными вторичными преобразованиями существенно меняется состав РЗЭ; на примере верхнего фосфатного пласта это хорошо видно на рис. 15.12*б*.

Наиболее вероятным процессом, определяющим изменение индивидуального состава лантаноидов, представляется окисление трехвалентного церия (Ce^{+3}) до четырехвалентного состояния (Ce^{+4}). Благодаря уменьшению радиуса иона церия в этом процессе и большей растворимости его четырехвалентных соединений, церий может, по-видимому, селективно извлекаться из пластовых фосфоритов.

Таким образом, в результате реализации процессов выветривания и деятельности атмосферных вод нормальный состав РЗЭ в фосфоритах искажается и в

них появляется неодимовый максимум, происхождение которого обусловлено выносом церия.

В целом очевидно, что поведение урана и редкоземельных элементов в фосфоритах не связано исключительно с условиями их образования. Концентрация этих элементов в фосфоритах представляет собой сложное и *многостадийное* явление и зависит не только от геохимической обстановки в фосфоритоносном палеоводоеме, но и от развития последующих процессов диагенеза, катагенеза и выветривания. К сожалению, их влияние на поведение элементов-примесей в фосфоритах все еще исследовано недостаточно и, несомненно, может рассматриваться как наиболее актуальная задача будущих исследований.

Литература

Альтгаузен М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 65 с.

Альтшулер З.С. Выветривание месторождений фосфоритов – аспекты геохимии и среды. В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. С. 47–117.

Анкинович С.Г. К вопросу о палеогеографических условиях в нижнем палеозое в северо-западном Каратау // Труды Каз. горно-мет. ин-та. Геология, горное дело, металлургия. 1959. № 9. С. 24–68.

Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1961. 271 с.

Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356–375.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.

Батурин Г.Н. Фосфоритовые конкреции на шельфе Чили // Промышленность горно-химического сырья. 1971. № 4. С. 14–18.

Батурин Г.Н. О геологических последствиях массовых заморов ихтиофауны в океане // Океанология. 1974. Т. 14. № 3. С. 101–105.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 230 с.

Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 304 с.

Батурин Г.Н. Гипотезы фосфогенеза и океанская среда // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 5. С. 451–472.

Батурин Г.Н. Цикл фосфора в океане // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 126 –146.

Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.

Батурин Г.Н., Блисковский В.З., Минеев Д.А. Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207. № 4. С. 954–957.

Батурин Г.Н., Савенко В.С. Новые данные о растворимости природных фосфатов в морской воде // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 4. С. 726–728.

Батурин Г.Н., Савенко В.С. Фосфор в океанском седиментогенезе // Океанология. 1977. Т. 32. № 1. С. 115–122.

Безруков П.Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1954. С. 72–224.

Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 199 с.

Блисковский В.З., Минеев Д.А., Холодов В.Н. Акцессорные метаноиды в фосфоритах // Геохимия. 1969. № 11. С. 48–65.

Борнеман-Старынкевич И.Д. О некоторых изоморфных замещениях в апатите // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19. № 4. С. 38–42.

Бойко В.С. Условия образования среднеэоценовых фосфоритов Средней Азии. В кн.: Геологичесукие проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987. С. 57–63.

Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 178 с.

Бродская Н.Г., Ильинская М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 193–292.

Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепрово-Донецкой впадины // Труды ИГН АН СССР. Вып. 156. Сер. 67. 1957. 320 с.

Бушинский Г.И. Фосфаты кальция фосфоритов. В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 49–65.

Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, $1966_а$. 193 с.

Бушинский Г.И. О происхождении морских фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. $1966_б$. № 3. С. 23–48.

Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 110 с.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 35–68.

Гиммельфарб Б.М., Соколов А.С. Геология и полезные ископаемые Чулак-тау. В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954. С. 29–65.

Горбунова Л.И., Степанова Т.Н. Закономерности распределения фосфоритов Русской платформы. В кн.: Полезные ископаемые в осадочной толще. М.: Наука, 1973. С. 118–144.

Дрожжева П.П. К вопросу о возрасте главного фосфоритного слоя Общего Сырта. В кн.: Геология горнохимического сырья. М.: Госхимиздат, 1955. С. 54–95.

Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1974. 182 с.

Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 232 с.

Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау – модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.

Ергалиев Г.Х., Азербаев Н.А. Кембрийская система. Большой Каратау. В кн.: Геология и металлогения Каратау. Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. С. 356–40.

Жарков М.А., Яншин А.Л. Фосфор и калий в природе. Нововсибирск: Наука, 1986. 188 с.

Занин Ю.Н. Зона латеритного выветривания вторичных фосфоритов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1967. № 9. С. 42–69.

Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. М.: Наука, 1969. 220 с.

Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975. 210 с.

Занин Ю.Н. Выветривание и фосфоритогенез // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 589 –595.

Занин Ю.Н., Терновой В.И. Геохимия фосфора в зоне выветривания. В кн.: Геология месторождений апатита. М.: Недра, 1980. С. 24–26.

Захаров В.А., Сакс В.Н. Палеоэкология бассейна в юре и неокоме // Труды Междунар. геол. конгр. Доклады советских геологов. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 126–132.

Зубков Л.Б., Патык-Кара Н.Г. Мономинеральные титановые россыпные месторождения. В кн.: Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. С. 234–269.

Иваненков В.Н., Лукашев Ю.Ф., Волостных Б.В. Распределение биогенных элементов в Атлантическом океане. В кн.: Химия океана. Т. 1. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. С. 229–233.

Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 168 с.

Казаков А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов // Труды НИУИФ. 1937. Вып. 142. С. 100–119.

Казаков А.В. Фосфатные фации. 1. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Л.-М.: ГОНТИ, 1939. 106 с.

Казаков А.В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 42–67.

Калиненко В.В. Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука, 1990. 138 с.

Книппер А.Л. Геосинклинальные фосфориты в Южном Улутау (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1957. Т. 115. № 3. С. 604–607.

Коноплянцев А.А. Гидрогеология Малого Каратау и фажнейших фосфоритных месторождений. В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата, 1954. С. 203–240.

Копелиович А.В. Диагенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский Н.Л. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли. Л.: Наука, 1988. 200 с.

Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 90 с.

Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М.: ГИГЛ, 1951. 184 с.

Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя Мира. М.: Недра, 1981. 267 с.

Рожкова Е.В., Серебрякова М.В., Макарова Т.П. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов // Минеральное сырье. Вып. 6. М.: Госгеолиздат, 1962. С. 45–84.

Розанов А.Н. Горючие сланцы Европейской части СССР. Л.: Геолком, 1927. 60 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 203 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.

Савенко В.С. Физико-химические аспекты формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 1992. № 3. С. 277–288.

Савенко В.С. Взаимодействие гидроксилапатита с морской водой // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 773–776.

Самойлов Я.В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. М.: Изд-во В. Рихтера, 1912. 54 с.

Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю. Фосфориты запада Украины. Киев: Наукова думка, 1989. 130 с.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.

Смирнов А.И. Новые данные по элементарному составу фосфоритов бассейна Каратау // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 1. С. 67–70.

Смирнов А.И., Иваницкая Р.Б., Залавина П.П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госгортехиздат, 1962. С. 38–62.

Соболевская В.Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 67–124.

Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А. Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 150 с.

Соколов А.С. Роль биоса в образовании фосфоритов // Пробл. фосф. сырья в России. Люберцы: Изд-во Горхимпрогресс, 1995. С. 63–71.

Соколов А.С. Причины венд-кембрийской вспышки фосфоритообразования // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 799–801.

Соколов А.С., Фролов А.А., Белов С.В. Закономерности размещения и особенности генезиса месторождений фосфатных руд // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 169–180.

Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 375–477.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 609 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Фелицын С.Б. Вендский фосфогенез на Восточно-Европейской платформе и геохимические фации фосфоритообразования в позднем докембрии–кембрии. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. ПГУ, 2002. 36 с.

Фролов А.Л., Соколов А.С. Роль глубинного фосфора в формировании месторождений фосфатных руд // Горный вестник. 1995. № 1. С. 40–43.

Фролов А.Л., Соколов А.С. Историко-геологические взаимоотношения фосфоритов и апатитов // Отечественая геология. 1997. № 11. С. 52–68.

Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27. № 5. С. 12–46.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного сырья. М.: ИЛ, 1962. 606 с.

Холодов В.Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах // Труды ИМГРЭ. Вып. 17. 1963. С. 164–198.

Холодов В.Н. Редкие элементы в месторождениях фосфоритов. В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М.: Наука, 1966. С. 685–794.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.

Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа и марганца и условия их образования // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 29–44.

Холодов В.Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 33–49.

Холодов В.Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Каратау // Геохимия. 1972. № 9. С. 1063–1070.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 292 с.

Холодов В.Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 50–70.

Холодов В.Н. Фосфоритообразование как этап формирования карбонатной платформы // Литология и полез. ископаемые. $1997_а$. № 3. С. 273–286.

Холодов В.Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полез. ископаемые. $1997_б$. № 6. С. 563–577.

Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 451–474.

Холодов В.Н. Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Сообщение 1. Роль терригенного материала в гипергенной геохимии фосфора // Литология и полез. ископаемые. $2003_а$. № 4. С. 361–370.

Холодов В.Н. Геохимия фосфора и происхождение фосфоритов. Сообщение 2. Источники фосфора и происхождение фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. $2003_б$. № 6. С. 563–584.

Холодов В.Н. Фазовые превращения фосфатов в осадочном процессе и генезис фосфоритов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 253–270.

Холодов В.Н., Блисковский В.З. Геохимия элементов-примесей в фосфоритоносных формациях. В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976. С. 29–43.

Холодов В.Н., Минеев Д.А. Редкие элементы в фосфоритах (распределение, практическое использование и генезис). В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 46–65.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Проблемы генезиса древних фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 110–126.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Морфогенетические особенности фосфоритов Малого Каратау (Казахстан) и проблема древнего фосфоритообразования. В кн.: Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Наука, 1994. С. 339–348.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фосфатные пеллеты фосфоритов Каратау как показатель их генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 1. С. 61–75.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. К проблеме происхождения пеллет в кембрийских отложениях Каратау // Докл. РАН. Отд. геол. 1996. Т. 346. № 4. С. 514–517.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 1. Вендско-кембрийский палеоводоем и морфометрия фосфатных пеллет // Литология и полез. ископаемые. $1999_а$. № 4. С. 350–368.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 2. Происхождение фосфатных пеллет и общая схема развития томмотского палеоводоема // Литология и полез. ископаемые. $1999_б$. № 6. С. 603–617.

Холодов В.Н., Пауль Р.К. Геохимия и металлогения фосфора в юрско-меловое время на Русской платформе // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 227–245.

Холодов В.Н., Минеев Д.А., Блисковский В.З. О составе лантаноидов в фосфоритах // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1968. Т. 135. С. 410–413.

Чумаков Н.М. О гальках и валунах, рассеянных в меловых отложениях Южной Англии // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 355–370.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Труды совещания по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7–101.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: ГНТИ, 1958. 406 с.

Школьник Э.Л., Сигов В.Ф, Мамонтов Ю.А. и др. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хребта Джагды // Геология и геофизика. 1966. № 2. С. 62–84.

Юдин Н.И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1965. 152 с.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 363 с.

Яншин А.Л. Эволюция фосфоритообразования. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 158–175.

Atlas E., Culberson C., Pytkowicz R.M. Phosphate association with Na^+, Ca^{2+} and Mg^{2+} in seawater // Limnol. Oceanogr. 1976. V. 22. № 2. P. 230–242.

Bramlette M.N. The Monterey formation on California and the origin of its silificous rocks // US Geol. Survey Prof. Paper. 1946. V. 212. P. 3–72.

Chase E.M., Sayls F.L. Phosphorus in suspended sediments of the Amazon river // Estuarine Coast. Mar. Sci. 1980. V. 11. № 4. P. 141–155.

Cook P.J. Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of north-west Queen sland, Australia // Econ. Geology. 1972. V. 67. P. 1193–1213.

Cook P.J., McEkhinny A. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphority deposits in the light of plate tectonics // Econ. Geol. 1979. V. 74. № 2. P. 315–330.

Davidson C.F., Atkin D. On the occurrence of uranium in phosphate rocks. 19th Congr. geol. intern 1952. Sec. XI. Fasc. XI. 1953. P. 13–31.

Eganov E.A. The Role of Cyclic Sedimentation in the Formation of Phosphorite Deposits // Proterozoic-Cfmbrian Phosphorites, UNESCO-JUGS, Project 156. Austr., Indian, USA. 1979. P. 22 –26.

Gagliano S.M., Van Beek J.L. Geologic and geomorphic aspects of deltaic processes, Mississippi delta system // Hydrologic and Geologic Studies of delta system. Louisiana state University, 1970. 140 p.

Jacobs L., Emerson S., Huested S.S. Trace metal chemistry in the Cariaco Trench // Deep-Sea Res. 1987. V. 34. P. 965–981.

Kennedy W.J., Garrison R.E. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of gouthern England // Sedimentology. 1975. V. 22. P. 311–386.

Krebs W. Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany) // Geol. Rdsch. 1972. Hf. 61. S. 647–671.

Krumbein W.C., Slack H.A. Relative efficiency of beach sampling methods US. Army Corps. Eng. Beach Erosion Tech., 1956. Mem. 90. 43 p.

Mansfield G.R. Geography, geology and mineral resources in part of Southeastern Jdaho. US. Geol. Surv. Prof. Paper, 1927. V. 152. 108 p.

Mansfield G.R. The role of fluorine in phosphate deposition // Amer. J. Sci. 1940. V. 238. № 12. P. 1236–1242.

McKelvey V.E., Carswell L.D. Uranium in the Phosphoria formation. Intern Conf. Peaseful Uses Atonic Energy, 1956. Proc. 6. p. 508–536.

Nickel E. Experimental dissolution of light and heavy minerals in comprasion with weathering and intrastratal solutio // Contr. Sedimentology. 1973. № 1. P. 1–68.

Redfield A.G. The biological control of chemical factors in the environment // Amer. Science. 1958. V. 46. P. 205–211.

Richards F.A. Chemical observation in anoxic, sulfidebearing basin and fiords. Advance in Water Pollution Research. Proc. of the Second Intern Conference, 1964. P. 215–232.

Richards F.A. Anoxic basins and fiords. In: Chemical Oceanography. V.1. London-New York: Acad. Press, 1965. 78 p.

Ross V.F. Autoradiographic study of marine scues // Econ. Geology. 1952. 47. P. 783–793.

Siggerud T. The occurrence of uranium and thorium in Norway // Intern Conf. Peaceful. Uses Atomic Energy. 1956. Proc. 6. P. 178–181.

Svenke E. The occurrence of uranium and thorium in Sweden // Intern. Conf. Peaceful. Uses Atomic Energy. 1956. Proc. 6. P. 198–199.

Wang C.C. The phosphate deposits of Talingtan Kunming Yunnan // China Geol. Surv. Bull. 1942. № 35. P. 48–72.

Weissbrod T., Perath J., Nachmias J. Apatite as paleoenvirontmental indicator in the Precambrian–Mezozoic clastic sequence of the Middle East // Journ. of African Earth Science, 1987. V. 6. № 6. P. 797–805.

ГЛАВА 16
ГЕОХИМИЯ КАТАГЕНЕЗА

Стадия и зона катагенеза

Стадия катагенеза, или «бытия осадочных пород», завершает историю их формирования; на последующих более поздних этапах осадочного цикла происходит их реорганизация и разрушение. При этом осадочные породы и руды либо подвергаются действию высоких давлений и температур, уплотняются, теряют текстурный и структурный облик и в конечном счете превращаются в свои метаморфические аналоги, либо распадаются на составные части под действием гипергенных факторов, утрачивают следы слоистости и превращаются в массу бесструктурного элювия, слагающего коры выветривания и продукты их переотложения.

Нетрудно понять, что стадия катагенеза соответствует, таким образом, преобразованию осадочных пород в зоне стратисферы, и границы этой сферы Земли, параметры которой были подробно описаны в главе 1, соответствуют стадиальным рубежам. Напомним также, что по мере углубления в слоистую оболочку планеты на континентах температура повышается согласно геотермическому градиенту (~3° на 100 м глубины), а давление возрастает с интенсивностью 27 атм. на 100 м глубины.

О роли воды в стратисфере

Проблеме поведения воды в осадочной оболочке Земли посвящены работы Э. Зюсса, А.Ф. Лебедева, В.И. Вернадского, Ф.П. Саваренского, Г.Н. Каменского, О.К. Ланге, Н.Ф. Погребнова, А.Н. Семихатова, Н.Н. Славянова, Н.И. Толстихина, А.М. Овчинникова, В.А. Сулина, А.В. Щербакова, А.А. Карцева, Е.А. Баскова, С.Л. Шварцева, В.И. Кононова и многих других исследователей.

В классической работе К.Р. Ван Хайза [Van Hise, 1909] было установлено, что внешняя оболочка земной коры распадается на две зоны, разичающиеся между собой по характеру деформации пород. Верхняя зона пористости и трещиноватости (катаметаморфизма) характеризуется преобразованиями, происходящими под действием воды; нижняя зона (анаметаморфизма) отличается развитием пластических деформаций, реализующихся без прямого участия воды. Граница между этими зонами располагается в 12–13 км от поверхности; ниже этих глубин термодинамические показатели не допускают существования воды в жидкой фазе.

Зона катаметаморфизма, в свою очередь, подразделяется на пояс выветривания или свободной циркуляции вод, и пояс цементации и уплотнения, где движение вод происходит, главным образом, по зонам трещиноватости. Граница между этими поясами весьма условна, она располагается на рубеже 3–4 км.

Схему К.Р. Ван Хайза существенно уточнил А.П. Карпинский [Овчинников, 1949]; на примере Восточно-Европейской платформы он показал, что верхний этаж здесь сложен осадочными отложениями, по которым активно циркулируют подземные воды (стратисфера). Нижний этаж, состоящий из метаморфизованных толщ фундамента, представляет собой водоупор, в котором движение вод ограничено разломами и зонами повышенной трещиноватости.

Таким образом, на древних и молодых платформах вся стратисфера находится в зоне интенсивной деятельности подземных вод.

Менее ясны границы свободной циркуляции вод в краевых впадинах платформ, в передовых прогибах и геосинклиналях, хотя данные глубокого бурения могут прояснить эту границу. Известно лишь, что на глубинах 3000–3500 м водообильность осадочных пород уменьшается, но здесь еще не исключена возможность встречи водоносных горизонтов.

Генезис вод, пронизывающих стратисферу, чрезвычайно сложен. Он начал осмысливаться с времен Э. Зюсса, который в 1902 году на съезде естествоиспытателей и врачей в Карлсбаде обосновал генетическую связь некоторых минеральных источников с расплавленной и вязкой магмой. Эти воды отделяются от магм, попадают в области более низких температур, конденсируются и в виде источников выходят на дневную поверхность. Такие подземные воды Э. Зюсс назвал *ювенильными*. В отличие от них воды атмосферного происхождения, тесно связанные с атмосферными осадками, ручьями, реками и временными потоками Э. Зюсс назвал *вадозными* (от латинского vadere – блуждать).

Формы нахождения воды в почвах и осадочных породах в 1900–1920 гг. были исследованы А.Ф. Лебедевым и В.И. Вернадским. А.Ф. Лебедев подчеркнул, что вода в почвах и грунтах находится в пяти различных состояниях: 1) водяной пар; 2) гигроскопическая вода; 3) пленочная вода; 4) гравитационная вода; 5) вода в твердом состоянии и указал на пути и способы ее перемещения, а В.И. Вернадский рассмотрел генетические связи между различными формами H_2O, установил взаимодействие вод с вмещающими их породами и живым веществом и отметил повсюдность их распространения.

Развивая идеи В.И. Вернадского, Г.Н. Каменский [1947] выделил циклы природных вод и предложил различать:

1) *инфильтрационный* или континентальный цикл, связанный с выветриванием пород в зоне гипергенеза, и инфильтрацией атмосферных вод в верхнюю часть земной коры;

2) *морской* или осадочный цикл, связанный с проникновением морских вод в пласты осадочных пород или диагенетически преобразующихся осадочных илов;

3) *метаморфический* и *магматический* циклы, обусловленные метаморфизмом горных пород и процессами магматизма.

Уже в 30-х годах было очевидным, что воды, перемещающиеся внутри стратисферы или захороняющиеся в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах ее слагающих, представляют собой сложное и полигенетические явление. Эту мысль хорошо иллюстрирует генетическая классификация подземных вод, разработанная А.М. Жирмунским и А.А. Козыревым [1928] и сохранившая свое значение до нашего времени.

По существу, в ней синтезированы идеи Э. Зюсса, А.Ф. Лебедева, В.И. Вернадского и многих других гидрогеологов прошлого века:

Подземные воды	Вадозные воды	Инфильтрационные воды	Метеорные воды
			Вулканические воды
		Конденсационные воды	
		Инфлюационные воды	
	Ювенильные воды	Магматические воды	Первичные магматические воды
			Вторичные магматические воды
		Дегидрационные воды	
		Синтетические воды	
		Конденсационные воды	
	Ископаемые воды	Континентальные ископаемые воды	
		Морские ископаемые воды	
	Смешанные воды		

Распределение вод в осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических породах в значительной степени зависит от их пористости, скважинности и проницаемости.

Под скважинностью обычно понимается наличие в породах пустот, независимо от их размеров, формы и происхождения. Пористостью обычно именуется вид скважинности, который обусловлен порами – мелкими промежутками между минералами, зернами и биогенными остатками. Различные типы пористости водоносных пород, по данным А.М. Овчинникова [1949], показаны на рис. 16.1. Количество пор, связанных между собой, соответствует проницаемости породы; эта величина характеризует возможность передвижения вод и газоводных растворов в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах.

С точки зрения проницаемости среди осадочных отложений четко выделяются породы-коллекторы, т.е. породы, легко пропускающие через себя воды и газоводные флюиды, и породы-флюидоупоры – плотные, плохо проницаемые разновидности, обычно разделяющие пласты-коллекторы, проницаемые зоны или целые гидрогеологические этажи. К группе коллекторов обычно относятся конгломераты и галечники, пески, алевриты, в меньшей степени, песчаники, алевролиты, некоторые разновидности карбонатных пород (например, оолитовые известняки или доломиты), бокситы, оолитовые железные руды, пеллетовые фосфориты. Флюидоупоры обычно представляют глины, соли и эвапориты различного состава, мергели и кристаллические карбонатные породы, угли, черные кремнистые сланцы, джеспиллиты. Чередование хорошо проницаемых пластов и флюидоупоров в стратисфере ограничивает возможность вертикальной миграции вод и способствует их избирательному послойному передвижению.

Как показал еще В.И. Вернадский и развил Ф.П. Саваренский [1933], в геологическом разрезе воды разного происхождения образуют единую систему; почвенные и болотные воды дневной поверхности обычно оказываются тесно связаны с грунтовыми водами поверхностного стока, а те, в свою очередь, – с артезианскими и жильными водами больших глубин (табл. 77).

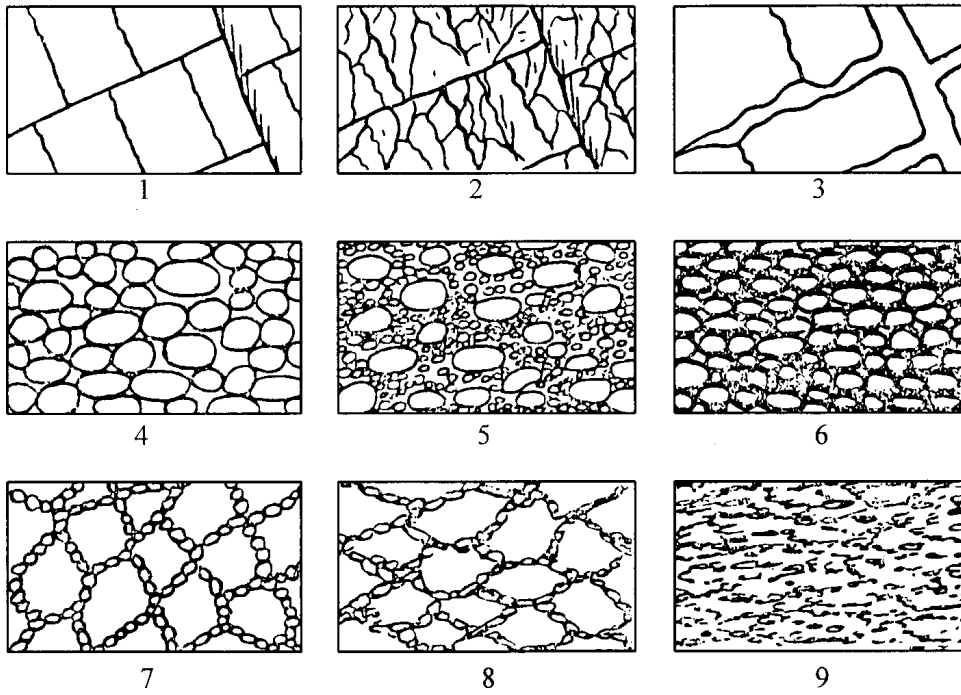


Рис. 16.1. Типы пористости горных пород [Овчинников, 1949]
1 – скальная порода с проницаемостью по отдельным структурным порам и по трещинам; 2 – та же порода с увеличивающейся пористостью в результате процессов выветривания; 3 – кавернозная порода с крупными пустотами, подвергающаяся выщелачиванию и растворению; 4 – рыхлая песчаная порода с относительно хорошо отсортированными зернами и высокой пористостью; 5 – рыхлая песчаная порода с малой пористостью вследствие неравнозернистости и плохой отсортированности; 6 – песчаная порода с малой пористостью в результате образования цемента пор и обрастания; 7 – лёссовидная порода с микро- и макропористостью; 8 – микропористая глинистая порода с коагулированными частицами; 9 – глинистая порода с малой пористостью вследствие уплотнения. Последние три типа показаны с увеличением

Движение напорных вод по проницаемым пластам определяется влиянием силы тяжести, порового давления самой воды, капиллярных сил в коллекторе, его проницаемостью и рядом других свойств среды миграции.

Исследование динамики перемещения и состава подземных вод в осадочных отложениях позволило К.К. Игнатовичу [1945; 1947] показать, что эти характеристики тесно связаны между собой; в наиболее распространенном варианте движение подземных вод с глубиной замедляется, а в разрезе формируется прямая гидрохимическая зональность: пресные гидрокарбонатные воды сменяются с глубиной минерализованными сульфатными, а еще глубже – хлоридными рассолами. Общая гидрохимическая зональность в этом случае будет выглядеть так, как это показано в таблице 78; это типичная зональность неглубоких артезианских бассейнов, особенно характерная для чехла древних платформ.

Таблица 77. Соотношение вод разного типа в верхней части стратисферы [Саваренский, 1933]

Воды	Соотношение области питания и области распространения	Характер напора	Характер движения потока	Происхождение	Геологические условия залегания	Климатическая зональность	Температура	Геохимические зоны	Химический состав
Почвенные. Болотные. Верховодка	Совпадают (воды, близкие к поверхности)	Нисходящие, ненапорные	Ламинарный	Вадозные	Повехностные образования	Интразональные	Подвержена сезонным колебаниям	Зона выщелачивания и местами зонального засоления	Пресные, местами засоленные
Грунтовые	Обычно совпадают (воды неглубокие)	Нисходящие, ненапорные, иногда с местным напором	Преимущественно ламинарный		Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Зональные			
Карстовые	Близкие (воды преимущественно неглубокие	Обычно нисходящие, ненапорные	Преимущественно турбулентный	Вадозные	Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы		Обычно непостоянная	Зона выщелачивания	Пресные, обычно жесткие
Артезианские		Восходящие, напорные; напор гидростатический	Ламинарный в рыхлых породах и может быть турбулентный в трещиноватых породах		Структуры осадочных пород (бассейны)	Азональные	Повышающаяся с глубиной	Зона выщелачивания и цементации	Пресные, иногда минерализованные
Жильные (трещинные)	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	Восходящие, напорные; напор гидростатический или газовый	Преимущественно турбулентный	Вадозные и ювенильные	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости		То же	Зона цементации	Пресные и минеральные

Таблица 78. Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов [Игнатович, 1945]

Гидрогеодинамические зоны	Геологические структуры	Генетический тип воды	Народнохозяйственное значение
Зона **интенсивного** водообмена	Выступающие массивы древних пород и поднятия. Раскрытые и сильно промытые структуры	Воды *современные*, метеорного происхождения; воды выщелачивания, по составу гидрокарбонатные; в засушливых областях воды континентального засоления, повышенной минерализации	Воды преимущественно пресные, используемые для питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения
Зона **замедленного** водообмена	Краевые части поднятий и более глубокие части полураскрытых структур	Воды *древние*, постепенно вытесняемые молодыми водами, разнообразного химического состава, часто с большим содержанием газа и редких элементов	Воды преимущественно минеральные, лечебного значения
Зона **весьма замедленного** водообмена (в масштабах геологического времени)	Глубокие части впадин. Закрытые, слабопромываемые структуры	Воды *очень древние*, погребенные, по составу хлоридно-натриево-кальциевые, местами оконтуривающие нефтяные залежи	Воды преимущественно высокоминерализованные – *рассолы* промышленного значения, используемые для добычи солей, брома, йода и других элементов

Стратисфера и проблемы нефтегазообразования

Наряду с подземными водами, пронизывающими пласты стратисферы, огромную роль в ее строении играют нефтематеринские и газоматеринские породы – торф и угли, черные сланцы и другие концентрирующие органическое вещество биогены, а также их производные, включающие битумоиды, нефть, газообразные углеводороды и органические соединения, растворенные в водах. Все эти образования, генетически связанные с нефтями, Н.Б. Вассоевич предложил именовать *нафтидами.*

Проблема происхождения нефти в осадочных отложениях стратисферы необычайно сложна; она решалась в трудах C. Engler, H.V. Höfer, K. Krejci-Graf, А.Д. Архангельского, И.М. Губкина, Д.В. Голубятникова, К.П. Калицкого, В.И. Вернадского, R. Potonie, У.Л. Рассела, D.C. Barton, C.E. Dobbin, И.О. Брода, Н.А. Еременко, Н.Ю. Успенской, A.J. Levorsen, А.Ф. Добрянского, А.А. Трофимука, С.Г. Неручева, А.В. Кудельского, В.А. Успенского, Н.Б. Вассоевича, А.Э. Конторовича, G.V. Chilingar, E.T. Degens, J.M. Hant, B. Tissot и многих других исследователей.

Наиболее вероятной в настоящее время представляется органогенная латерально-миграционная гипотеза происхождения нефти и газа. Суть ее сводится к следующему.

Нефтегазоматеринские отложения, первоначально обогащенные значительным количество ОВ, поступают в глубокие части стратисферы в результате увеличения массы перекрывающих их более поздних осадочных отложений. Вызванное этим погружением увеличение температуры и давления приводит к термолизу и термокатализу органического материала. Внутри нефтегазоматеринских отложений образуются миграционноспособные жидкие и газообразные битумоиды, которые под действием увеличивающегося давления эмигрируют за пределы места рождения и вместе с водами и газовой фазой перемещаются по пластам-коллекторам или зонам трещиноватости. На участках, достаточно удаленных от места рождения битумоидов и благоприятных для концентрации масс нефти и газа, формируются залежи, которые часто могут иметь промышленное значение.

Участками, благоприятными для вторичного скопления нефтяных углеводородов в стратисфере, являются антиклинальные перегибы пластов-коллекторов, зоны первичного выклинивания проницаемых отложений, разнообразные случаи несогласного залегания на проницаемых толщах пластов-водоупоров, развитие зон повышенной трещиноватости и тектонических разломов и их срезание толщами покрышек, зоны локализации карбонатных рифовых построек и многие другие коллизии, формирующие условия для образования нефтяных и газовых ловушек.

Литорально-миграционная гипотеза нефте- и газобразования находит свое подтверждение в ряде установленных фактов.

1. Общая масса органического вещества, рассеянного в стратисфере и являющегося результатом деятельности биосферы, оценивается величиной $109{,}5 \cdot 10^{20}$ г $C_{орг}$ [Ронов, 1993]; цифра хорошо гармонирует с запасами нефти и других каустобиолитов, которые по И. Ханту [Hant, 1972] составляют 1,1%, а по Н.Б. Вассоевичу с соавторами [1973] – 0,3% этой массы. Как показал А.Б. Ронов, распределение запасов месторождений нефти и газа в отложениях фанерозоя коррелятивно увязывается с изменениями масс рассеянного углерода в осадочных толщах разного возраста.

2. Нефть, как и другие органические соединения, способна вращать плоскость поляризации лучей света; носителями оптической активности нефти являются полициклические нафтены, которые удалось выделить и исследовать И. Хиллсу и Э. Уайту [Карцев, 1978]. Закономерная связь этих компонентов с составом нефтей в целом позволяет рассматривать их как индикаторы биогенного происхождения нафтидов.

3. Присутствие в нефтях различных регионов большого количества разнообразных элементов-примесей, концентрации которых совпадают с концентрациями их в биосфере. На рис. 16.2, составленном по результатам анализа многих тысяч образцов нефтей России и США, хорошо видно, что распределение элементов-примесей в нефтях сходно с их поведением в организмах и совершенно не похоже на распределение кларковых содержаний в глинах.

4. Как показали Н.Б. Вассоевич [1971; 1981], А.А. Карцев [1978] и др., в составе нефтей часто встречаются так называемые хемофоссилии – молекулы, унаследованные от первичного органического вещества. К ним принадлежат н-алканы (нечетные алканы типа $C_{23}H_{48}$ или $C_{26}H_{52}$), изопреноиды (фитан, C_{20} и пристан C_{19}), стераны и тритерпаны. Последние являются производными стероидов, которые биохимики называют *молекулами жизни.*

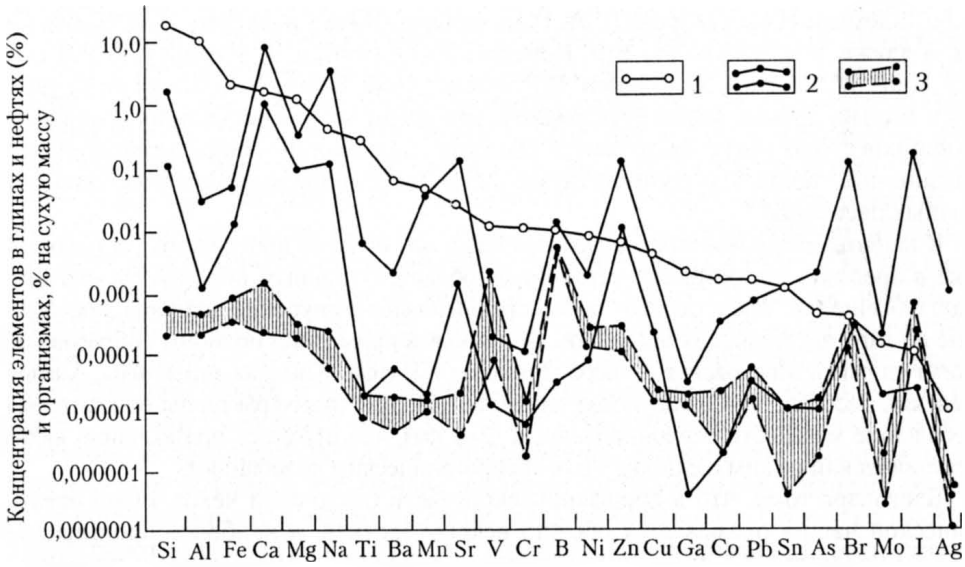


Рис. 16.2. Распределение концентраций 25 микроэлементов в веществе организмов, нефтях и глинах [Пунанова, 1974)

1 – среднее содержание элементов в глинах; 2 – поле средних концентраций элементов в организмах; 3 – то же в нефтях

5. Наконец, следует подчеркнуть, что реальные следы эмиграции битумоидов в виде ореола микротрещинок, выполненных битумом, можно обнаружить вокруг нефтематеринских черных сланцев, испытавших погружение в зону Главной фазы нефтеобразования [Вассоевич, 1955; Холодов, 1983]; в некоторых случаях можно проследить пути перемещения микронефти от нефтематеринских глинистых отложений вплоть до пластов-коллекторов.

В целом, заканчивая краткий обзор гидрогеологии и нефтегазоносности стратисферы, хотелось бы подчеркнуть, что в толще слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, слагающих верхнюю твердую сферу Земли, перемещение нефти, газа и воды тесно связаны между собой; эти компоненты склонны образовывать сложные газоводные флюиды, иногда чрезвычайно активные в геохимическом отношении. Изучение взаимодействия газоводных флюидов с минералами осадочных пород и руд и составляют главную задачу геохимии катагенеза.

О типах катагенетических преобразований

Если учесть многочисленные работы гидрогеологов – Д.С. Соколова, А.В. Щербакова, В.И. Кононова, С.Г. Вагина, А.А. Карцева, Е.А. Баскова, И.К. Зайцева, С.Р. Крайнова, В.М. Никанорова, Я.А. Ходжакулиева, В.М. Матусевича, Р.И. Гольдштейна, А.К. Лисицина, А.И. Германова, С.Л. Шванова и др., а также геологов-уранщиков – Е.А. Головина, Е.М. Шмариовича, А.И. Перельмана, С.Г. Батулина, Г.Б. Наумова, Л.С. Евсеевой, М.Ф. Каширцевой, И.А. Кондратьевой, Г.В. Комаровой, В.Н. Холодова, И.С. Оношко, В.Г. Грушевого, Г.М. Шора, С.Д. Расуловой,

А.Б. Халезова, Н.П. Лаверова, Г.А. Машковцева, Я.М. Кислякова, В.Н. Щеточкина, а также V.E. McKelvey, E.V. Heinrich, T.G. Lovering, R.V. Beiley, D.P. Kelly, P.F. Kerr, W.N. Sharp, W.L. Finch, R.P. Fischer, A.B. Batler, R.L. Erickson, C. Hawley и многих других, можно утверждать, что среди вод, возникающих и циркулирующих в стратисфере, выделяются два типа образований – инфильтрационные и элизионные[1] воды. Им соответствуют два разных гидродинамических типа осадочных бассейнов.

К *инфильтрационным бассейнам* принадлежат области прогибания, расположенные в пределах тектонически-устойчивых областей, главным образом, на платформах. Обычно они представляют собой сравнительно неглубокие впадины, построенные по типу артезианских бассейнов. Типичными примерами подобных образований могут служить Московская, Северо-Двинская и Вятско-Камская синеклизы, Ангаро-Ленский бассейн, Чу-Сарысуйская впадина и др. Для них характерны относительно небольшие мощности осадочного чехла (2–3 км), что отражает чрезвычайно вялый тектонический режим и склонность к эпейрогеническим колебаниям.

Благодаря тому, что в периферической части осадочный чехол такой «тектонической чаши» оказывается обычно вскрыт эрозией, в наиболее проницаемые пласты-коллекторы с дневной поверхности попадают атмосферные и почвенные вадозные воды, которые по законам гидростатического напора мигрируют по ним обычно в направлении от областей питания к областям разгрузки, к тем участкам, где наиболее проницаемые горизонты оказываются «вскрытыми» реками и ручьями. В целом, движение вод здесь имеет центростремительную направленность – от периферии бассейна к его центру. Характерно, что интенсивное движение инфильтрационных вод осуществляется в верхних частях разреза; в более глубоких его частях водообмен обычно бывает затруднен, что вызывает соответствующие изменения в составе подземных вод.

Для инфильтрационных бассейнов типично развитие прямой гидрохимической зональности; наименее минерализованные воды распространены в верхних этажах, тогда как с глубиной общая их минерализация обычно возрастает; в этом же направлении сульфатные и карбонатные воды сменяются хлоридными. Характерно также, что в пределах фундамента обычно здесь господствуют невысокие температуры, редко превышающие 40–60°С.

В пределах инфильтрационных систем довольно часто формируются разнообразные эпигенетические месторождения урана и редких элементов; здесь же происходит разрушение и окисление нефтяных газовых месторождений. В некоторой степени инфильтрационные процессы взаимодействия осадочных пород и вод можно рассматривать как преддверие стадии выветривания.

В отличие от инфильтрационных, *элизионные бассейны* обычно связаны с молодыми тектоническими впадинами платформ и предгорными прогибами альпийского пояса [Холодов, 1982а,б; 1983; 1990; 1991; Холодов, Недумов, 2001]. Примерами таких бассейнов могут служить Терско-Кумский, Азово-Кубанский,

[1] Термин "инфильтрация", предложенный Г.Н. Каменским [1947], означает внедрение подземных вод извне внутрь осадочных отложений; этому термину обычно противопоставляется "элизия" (от греч. "отжимаю"), как движение вод изнутри осадочных толщ, предложенный А.А. Карцевым с соавторами [1969] и применяющийся многими гидрогеологами. Позднее В.С. Котов и В.А. Всеволжский [Максимова, Шмариович, 1993] предложили расширить и заменить понятие "элизионного режима" на "эксфильтрационный режим", включая в него не только воды, рожденные в стратисфере, но и метаморфогенные воды фундамента. В данной работе мы будем придерживаться первоначальной терминологии А.А. Карцева.

Аму-Дарьинский, Западно-Туркменский и другие прогибы. Для них характерно резкое и длительное преобладание нисходящих тектонических движений, в результате которых во впадинах накапливаются сверхмощные осадочные толщи, достигающие 10–15 км и более. Наоборот, положительные движения в этих структурах были очень кратковременны и начались сравнительно поздно – в неогене и даже постплиоцене. Как следствие такого специфического развития, в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и в силу этого в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы. Песчано-глинистые толщи в таких регионах сами становятся источником газоводных флюидов; в них глины обычно уподобляются пористой резине, насыщенной морской водой и разнообразными газовыми составляющими. По мере погружения они сжимаются и отдают газоводные растворы в жесткие пласты-коллекторы и дренирующие глины зоны разломов. В результате, в центральной части впадины создается избыточное давление, а отжимающиеся из глин флюиды обычно мигрируют в них от центра к периферии бассейна. Этому во многом способствуют высокие геотермические градиенты, обеспечивающие температуру до 100°С на сравнительно небольшой глубине (2–3 км).

В элизионных бассейнах часто возникают сверхвысокие пластовые давления (СВПД), которые в глубоких их частях нередко сохраняются на протяжении длительного геологического времени; здесь же обычно широко проявлен грязевой вулканизм [Холодов, 1982а,б; 1983]. Так как СВПД обычно располагаются в наиболее погруженных частях элизионных систем, движение вод в них осуществляется от центра к периферии.

Характерной чертой элизионных систем является широкое распространение среди них обратной гидрохимической зональности; уменьшение величины общей минерализации часто осуществляется здесь сверху вниз, от верхних структурных этажей к нижним. Такая своеобразная инверсия вертикальной гидрогеологической зональности связана с разбавлением вод, захороненных в пластах-коллекторах, элизионными газоводными растворами. Хотя последние в значительной степени отражают состав первоначально вмещающих их глин и глубину их залегания в среднем их минерализация, по-видимому, уступает минерализации интерстициональных вод в песчаниках и карбонатных породах, что и приводит к их заметному разбавлению в ходе элизии и смешения. Любопытно также, что в элизионных системах, в отличие от инфильтрационных, состав минералообразующих растворов формируется в глинах в ходе погружения и вторичных преобразований именно глинистых толщ; коллекторы (песчаники и карбонатные породы) лишь пассивно отражают состав поступающих в них газоводных растворов.

Таким образом, в осадочно-породных инфильтрационных бассейнах основной ареной, формирующей состав и специфику геохимических превращений, являются песчаники и карбонатные породы (коллекторы), тогда как в элизионных бассейнах такой «потенциалзадающей» средой являются глины (флюидоупоры). Необходимо также отметить, что именно элизионные бассейны являются «родиной» нефтяных и газовых месторождений; здесь обычно осуществляется погружение нефте- газоматеринских толщ в области повышенных температур и давлений, трансформирующие ОВ в битумоиды, их эмиграция по трещинам и пластам-коллекторам и образование нефтяных и газовых месторождений различного типа.

Все сказанное выше позволяет утверждать, что в одних гидрогеологических бассейнах преобладают инфильтрационные, а в других – элизионные явления, и по сути своей эти процессы являются типичными анатагонистами. В некоторых случаях, однако, это оказывается не совсем так и оба гидродинамических режима так сложно переплетаются между собой, что выделить тот или другой тип взаимодействия вод и пород становится весьма затруднительным. Подобные коллизии обычно проявляют себя в бассейнах со сложной геологической историей развития, когда эпохи стабилизации тектонических движений чередуются с эпохами их обострения.

Хорошим примером в этом отношении является Западно-Сибирская плита, отдельные регионы которой пережили несколько различную геологическую историю и существенно различаются по соотношению инфильтрационных и элизионных процессов во времени (рис. 16.3). Как следует из палеогеографических построений А.А. Карцева с соавторами [1969; 1986], результаты которых приведены на диаграмме, в секторах I, II и IV на протяжении юры, мела и палеогена преобладали нисходящие движения и доминировали элизионные явления, тогда как в секторах III и V имело место чередование элизионных и инфильтрационных процессов. Характерно также, что региональные поднятия обрамления Западно-Сибирской низменности, имевшие место в неогене, отразились в виде очень широкого распространения инфильтрационных явлений, повсеместно охватывавших всю территорию исследуемого региона.

Вполне вероятно, что сложная гидрохимическая обстановка Западно-Сибирского региона указывает на необходимость выделения третьего типа бассейнов – инфильтрационно-элизионных. Впрочем, этот вопрос нельзя считать окончательно решенным, поскольку до сих пор комплексные литолого-гидрогеологические исследования не пользуются широкой популярностью и остаются во всем мире весьма малочисленными.

Катагенетические преобразования инфильтрационного типа и редкометальный рудогенез

В инфильтрационных системах происходит взаимодействие проницаемых пород-коллекторов и вадозных вод; в общем виде оно было описано нами в ряде работ [Холодов и др., 1961; Холодов, 1973; 1982а,б; 1989; Холодов, Шмаринович, 1992].

Поскольку вадозные воды всегда содержат некоторое количество растворенного кислорода и обладают ярко выраженными окислительными способностями, а многие морские и континентальные осадочные толщи наследуют от стадии диагенеза восстановительные свойства, между проникающими в глубь стратисферы водами и вмещающими их породами возникает некоторое геохимическое противоречие; в пластах-коллекторах образуется зона катагенетического окисления, которая под действием непрерывно просачивающихся вадозных вод все время увеличивается по площади и перемещается от периферии бассейна к его центру.

Кислородсодержащие вадозные воды аридных областей часто содержат значительное количество легкорастворимых соединений поливалентных элементов, таких как U^{+6}, V^{+5}, Mo^{+6}, Se^{+6}, Re^{+7}, которые в одних случаях попадают в них из поверхностных или почвенных вод, а в других – заимствуются из вмещающих подземные воды пластов-коллекторов или дренируемых массивов магматических пород. Потеря этими водами кислорода на контакте с восстановителями обычно

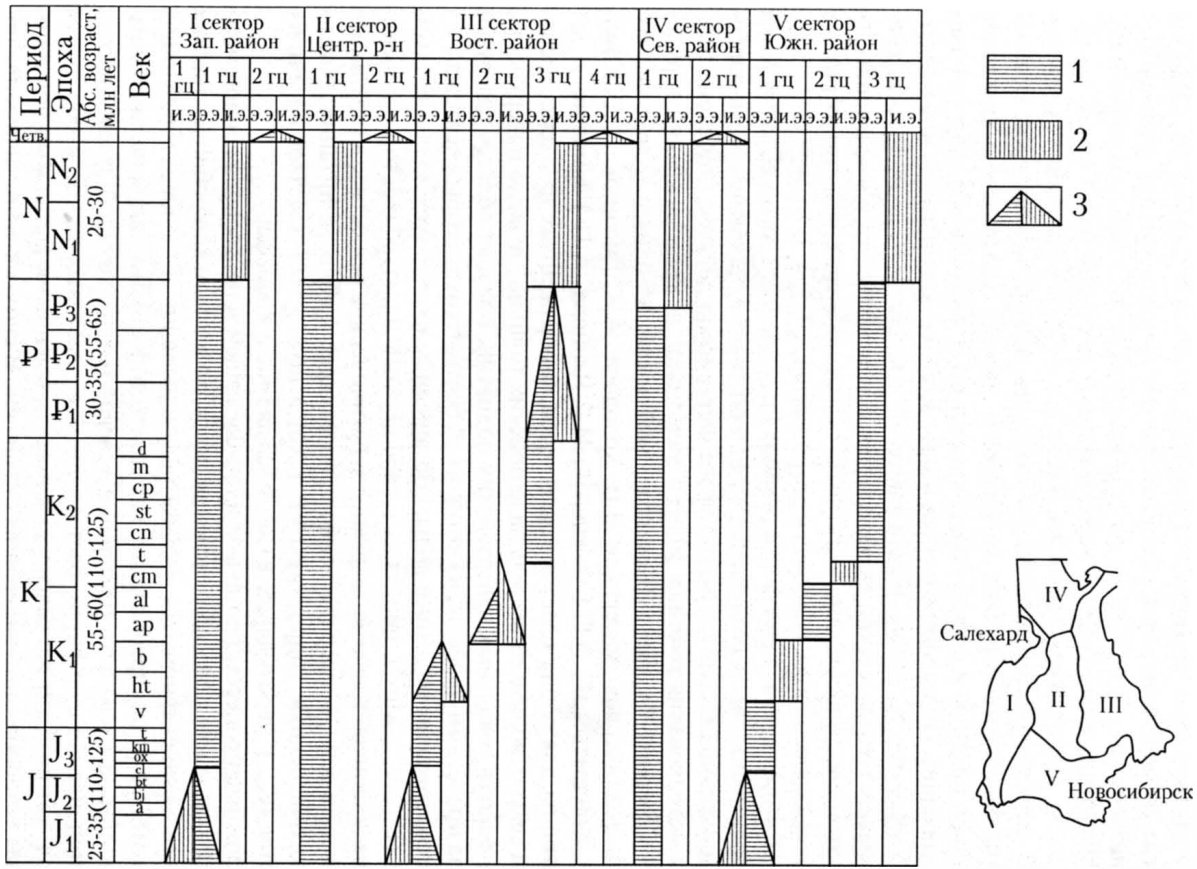


Рис. 16.3. Развитие элизионных и инфильтрационных процессов в разных районах Западной Сибири [Карцев и др., 1969]

1 – элизионный этап (э.э.); 2 – инфильтрационный этап (и.э.); 3 – сочетание элизионных и инфильтрационных этапов; ГЦ – гидрогеологические циклы

сопровождается трансформацией поливалентных металлов; они переходят в формы более низкой валентности (U^{+4}, V^{+3}, Mo^{+4}, Re^{+4}, Se^{+4} или даже Se^{-2}), теряют высокую подвижность и фиксируются в поровых пространствах коллектора в виде твердой минеральной фазы.

Многократное повторение процесса растворения и осаждения рудных компонентов на фоне стабилизации продвижения фронта окисления в проницаемых пластах может иногда способствовать образованию эпигенетических рудных скоплений – пластово-линзовидных тел, «роллов», гнезд, замещений растительных остатков и т.п.

Для инфильтрационных ураново-редкометальных месторождений самые типичные рудные тела, имеют форму «роллов». В сечении эти тела уподобляются полумесяцу, «рога» которого обращены вверх по восстанию пластов-коллекторов. Возникновение таких своеобразных рудных кольматаций[1] связано с замедлением движения пластовых вод в подошве и кровле пласта-коллектора и увеличением скорости движения в их середине. Процессы рудообразования особенно усиливаются в тех участках, где наблюдаются скопления восстановителей и возрастает геохимическая контрастность между геохимической характеристикой пластовых руд и вмещающих их пород. При этом восстановителями могут быть скопления нефти, угля, газообразных углеводородов, сероводорода, водорода и др. [Лисицин, 1975].

На рис. 16.4 приведена схема формирования урано-ванадиевого месторождения в ходе инфильтрационного разрушения нефтяной залежи, заключенной в карбонатных породах-коллекторах алайского яруса Ферганской долины. Эта схема применима для истолкования генезиса многих палеогеновых месторождений и рудопроявлений Северной Ферганы (Шакаптар, Майли-сай, Майли-су и др.); она составлена на фактическом материале В.Н. Холодова, А.К. Лисицина, Г.В. Комаровой, И.А. Кондратьевой, Э.Г. Кузнецовой, И.Г. Ченцова, А.И. Германова и др. Области питания для обоих пластов-коллекторов, изображенных на схеме, располагаются на севере, вблизи от выхода палеозойских толщ на дневную поверхность, и на юге, в районе локальных палеозойских поднятий. Главная область разгрузки находится за пределами профиля, на котором ей соответствует разрыв чертежа.

Сульфатсодержащие вадозные воды, обогащенные кислородом и элементами-примесями (U^{+6}, V^{+5}, Mo^{+6}), проникая в карбонатный пласт-коллектор с поверхности, вначале окисляет железо, марганец и органическое вещество; в результате этого процесса в зоне, непосредственно прилегающей к области питания, фиксируются многочисленные гидроксиды Fe и Mn и полностью исчезает органическое вещество ($C_{орг}$), переходящее в CO_2 и удаляемое в атмосферу.

Более сложные процессы протекают в нижележащей зоне, расположенной между нефтяной залежью и полосой окисления; здесь, по данным микробиологических исследований, концентрируются сульфатредуцирующие и водородобразующие бактерии, которые резко преобладают над другими формами бактериальной жизни. В результате деятельности бактерий в краевой части нефтяной залежи происходит восстановление сульфатов, растворенных в пластовых водах, и образуется сероводород, который тут же реагирует с восстановленными металлами вод и пород, создавая разнообразные включения сульфидов. В свою очередь, окисление органического вещества до CO_2 рождает интенсивное растворение и переосаждение карбонатов, идущее по обычной схеме карбонатных равновесий:

---

[1] Кольматация – скопление свежевыпавшего осадка в трубе или в пласте-коллекторе, препятствующее движению раствора или газоводного потока.

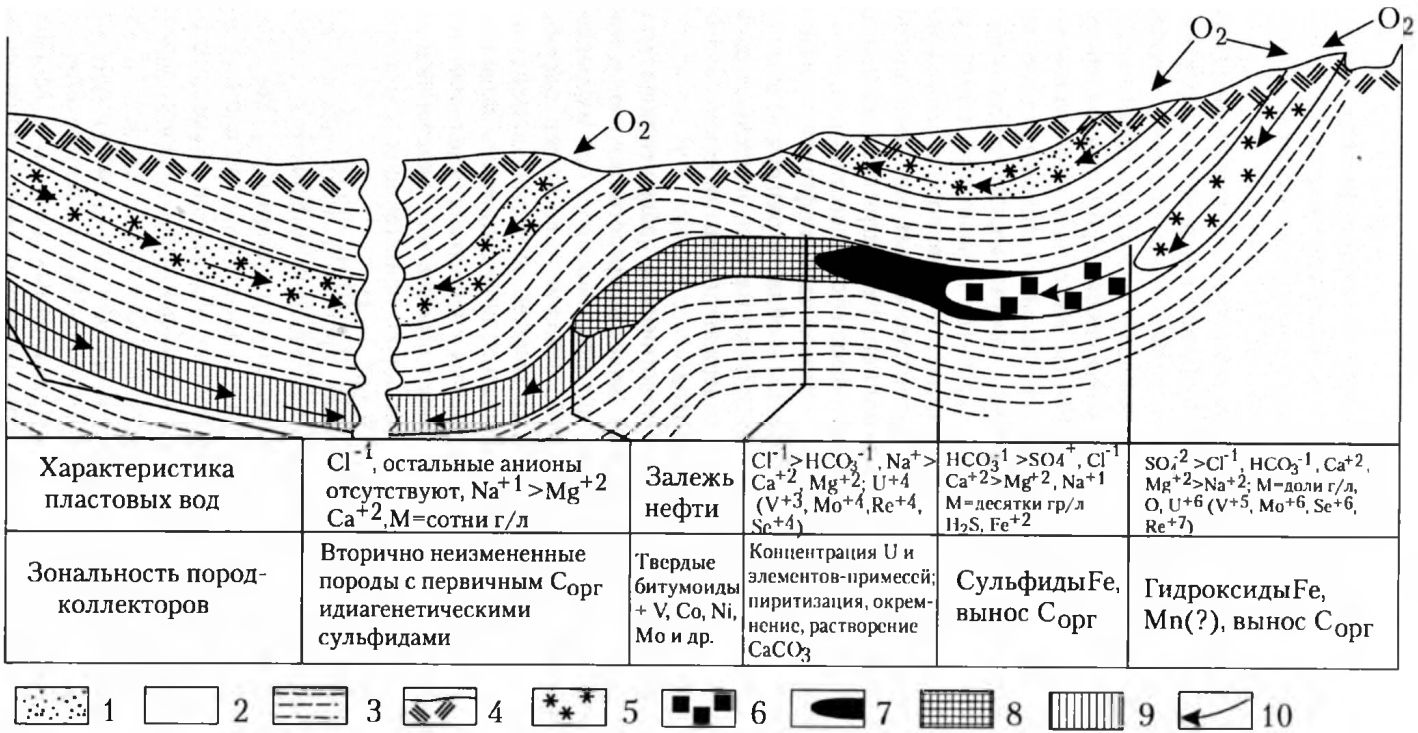


Рис. 16.4. Схема формирования инфильтрационного уран-редкометального месторождения при разрушении нефтяной залежи в карбонатных породах

1 – песчаники; 2 – карбонатный горизонт; 3 – глинистые породы; 4 – почва; 5 – гидроксиды железа; 6 – сульфиды железа; 7 – урано-редкометальный ролл; 8 – нефтяная залежь; 9 – слабо измененные породы; 10 – направление движения инфильтрационных вод

$$CO_2 \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow \underset{\text{жидкая фаза}}{(Ca, Mg, Fe, Mn)(HCO_3)_2} \leftrightarrow \underset{\text{твердая фаза}}{(Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3}.$$

Наконец, само погребенное органическое вещество нафтоидов под действием аэробного, а позднее и анаэробного окисления испытывает ряд характерных изменений; происходит утяжеление углеводородов и превращение их в керитоподобные битумоиды.

Все эти геохимические реакции способствуют развитию двух характерных минералого-геохимических подзон во вмещающих породах; в первой из них протекают преимущественно процессы пиритизации и полного исчезновения органики (отбеливание карбонатных пород), а во второй концентрируются сульфиды и оксиды рудных компонентов, усиленно реализуются процессы сорбции металлов органикой из пластовых вод, окремнение и декарбонизация (стилолитообразование) и, таким образом, формируются рудные скопления, окаймляющие нефтяную залежь с ее лобовой стороны (см. рис. 16.4). Они имеют форму «ролла» в вертикальном сечении, а в плане выглядят как сложно построенные овальные тела, вытянутые вдоль водонефтяного контакта нефтяной линзы. Как правило, в сечении рудное тело крайне неоднородно; в каждой его части преобладает один или другой рудный компонент, благодаря чему иногда можно его рассматривать как целую систему «роллов», вложенных друг в друга и различающихся по составу руд.

Еще ниже по падению пласта-коллектора, в тыловой части нефтяной залежи и в наиболее глубоко погруженной зоне, тяготеющей к области разгрузки, обычно распространены геохимически слабо измененные породы. Они наследуют свой геохимический облик от стадии диагенеза и содержат повышенное количество рассеянной органики и диагенетических сульфидов.

Многочисленные гидрохимические и гидрогеологические наблюдения показывают, что в полном соответствии с намеченной выше минералого-геохимической зональностью изменяются состав и минерализация пластовых вод; при их движении от дневной поверхности в глубь породного бассейна вначале падает содержание растворенного кислорода, затем уменьшается количество растворенных сульфатов и растет содержание HCO_3^{-1}, а вблизи от водонефтяного контакта возрастает концентрация хлоридов. Параллельно этим изменениям непрерывно увеличивается общая минерализация вод, от нескольких граммов на литр в зоне окисления и до сотен граммов на литр в зоне слабоизмененных пород, прилегающих к тыловой части разрушающегося нефтяного скопления (см. рис. 16.4).

Механизм катагенетических рудообразующих процессов, накладываясь на сформированную ранее седиментационно-диагенетическую зональность, может весьма существенно изменить, а иногда и полностью переработать ее. При этом, в некоторых регионах размах катагенетических окислительных явлений, стирающих всякие следы первичных, седиментационных обстановок, может достигать огромных масштабов. Общеизвестно, что следы деятельности кислородсодержащих инфильтрационных вод были установлены на глубинах до 1,0–1,5 км. В некоторых районах Средней Азии и южного Казахстана были разбурены полностью окисленные инфильтрационные бассейны в 250–300 км в поперечнике.

Сравнив между собой масштабы инфильтрационных систем, Е.М. Шмариович [1986] выделил среди них впадины трех разных размеров: 1) крупные платформенные синеклизы; 2) небольшие грабен-синклинали в системе омоло-

женных платформенных структур; 3) впадины типа речных палеодолин. Закономерности размещения в них ураново-редкометальных месторождений существенно различаются.

Типичным примером инфильтрационных систем первого типа является Чу-Сарысуйская впадина южного Казахстана: она заключена между северо-западными отрогами Тянь-Шаня – Каратау и Кендык-Тас – Домбралы и на северо-западе сливается с пустыней Бетпакдала (рис. 16.5). Здесь на кристаллических породах палеозойского фундамента залегают меловые и палеогеновые отложения, местами покрытые неоген-четвертичным чехлом. В направлении с юго-востока на северо-запад в мел-палеогеновых толщах развивался фронт окисления; окислительно-восстановительные границы, прослеженные поисковым бурением на сотни километров, контролируют в мел-палеогеновых отложениях локализацию многочисленных ураново-редкометальных месторождений. Их расположение по отношению к линиям выклинивания зон пластового окисления показано на рисунке 16.5.

Второй тип инфильтрационных явлений был изучен при разведке и разработке ураново-редкометальных месторождений Кызылкумского района (рис. 16.6). Здесь, в восточной части Туранской плиты, в мел-палеогеновое время образовалась крупная синеклиза по геологическому строению очень похожая на Чу-Сарысуйскую впадину. Позднее, в результате активизации тектонических движений на ее основе возникли многочисленные поднятия палеозойского фундамента, разделившие некогда единую структуру на ряд блоков-синеклиз. В каждой из них реализовывались свои инфильтрационные движения пластовых вод и образовывались ураново-редкометальные залежи, «подвешенные» к окислительно-восстановительным рубежам.

Третий тип инфильтрационных процессов типичен для Зауральского региона; здесь широким распространением пользуются юрские и меловые континентальные отложения, среди которых разведочное бурение позволило выделить древние палеодолины рек. Русловые отложения, прослеженные с юго-запада на северо-восток (рис. 16.7), врезаны в палеозойский фундамент и в низовьях сменяются дельтовыми фациями. Процессы инфильтрации в этом регионе локализовались внутри проницаемых отложений речных палеодолин; именно с ними связаны многочисленные эпигенетические месторождения урана и редких элементов, изученные И. Лучининым, А.В. Коченовым, А.Б. Халезовым, И.А. Кондратьевой и др.

Катагенетические преобразования элизионного типа и формирование нефтяных и газовых месторождений

Как было показано выше, в элизионных системах главным движущим фактором вторичных преобразований является уплотнение глин в ходе нисходящих тектонических движений.

Глины гумидных областей (см. главу 8) обычно слагаются каолинитом, монтмориллонитом (смектитом) и гидрослюдой; в составе глинистых отложений аридных зон наряду с главными глинистыми минералами присутствуют палыгорскит и сепиолит (см. главу 11).

Бо́льшую роль в составе глинистых отложений играют монтмориллонит (смектит) и гидрослюда (иллит); их минералого-структурное описание читатель может найти в сводных работах Р.В. Гримма [1956], И.Д. Зхуса [1966], Ж. Милло [1966],

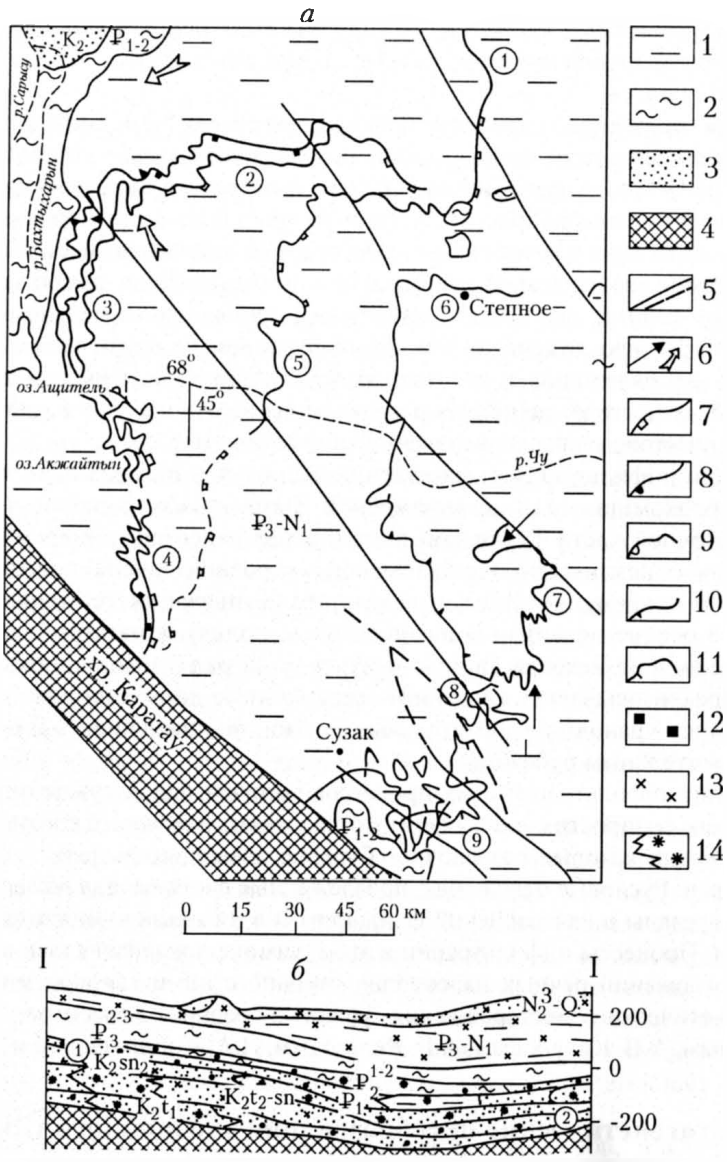


Рис. 16.5. Схема расположения ролловых фронтов Чу-Сарысуйской впадины (*а*) и продольный геологический разрез по линии I–I (*б*). По данным Х.А. Аубакирова, Г.В. Грушевого, Н.Н. Петрова, Г.М. Шора и др.[Кисляков, Щеточкин, 2000]

1 – глины, алевролиты, пески олигоцена–миоцена; 2 – глины, пески палеоцена–эоцена; 3 – пески, глины, алевролиты, гравийники верхнего мела; 4 – палеозойские породы; 5 – разрывные нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 6 – направление движения подземных вод в водоносных комплексах (а – эоцена, б – верхнего мела); 7–11 – ролловые фронты (жирное) и линии выклинивания зон пластового окисления в отложениях: 7 – нижнего турона, 8 – верхнего турона–нижнего сенона, 9 – верхнего сенона, 10 – верхнего палеоцена, 11 – нижнего эоцена; 12 – первично сероцветные отложения; 13 – первично красноцветные и пестроцветные отложения; 14 – зоны пластового окисления и рудные роллы. Месторождения: 1 – Жалпак, 2 – Мынкудук, 3 – Инкай, 4 – Буденновское, 5 – Шолак-Эспе, 6 – Уванас, 7 – Торткудук, 8 – Моинкум, 9 – Канжуган

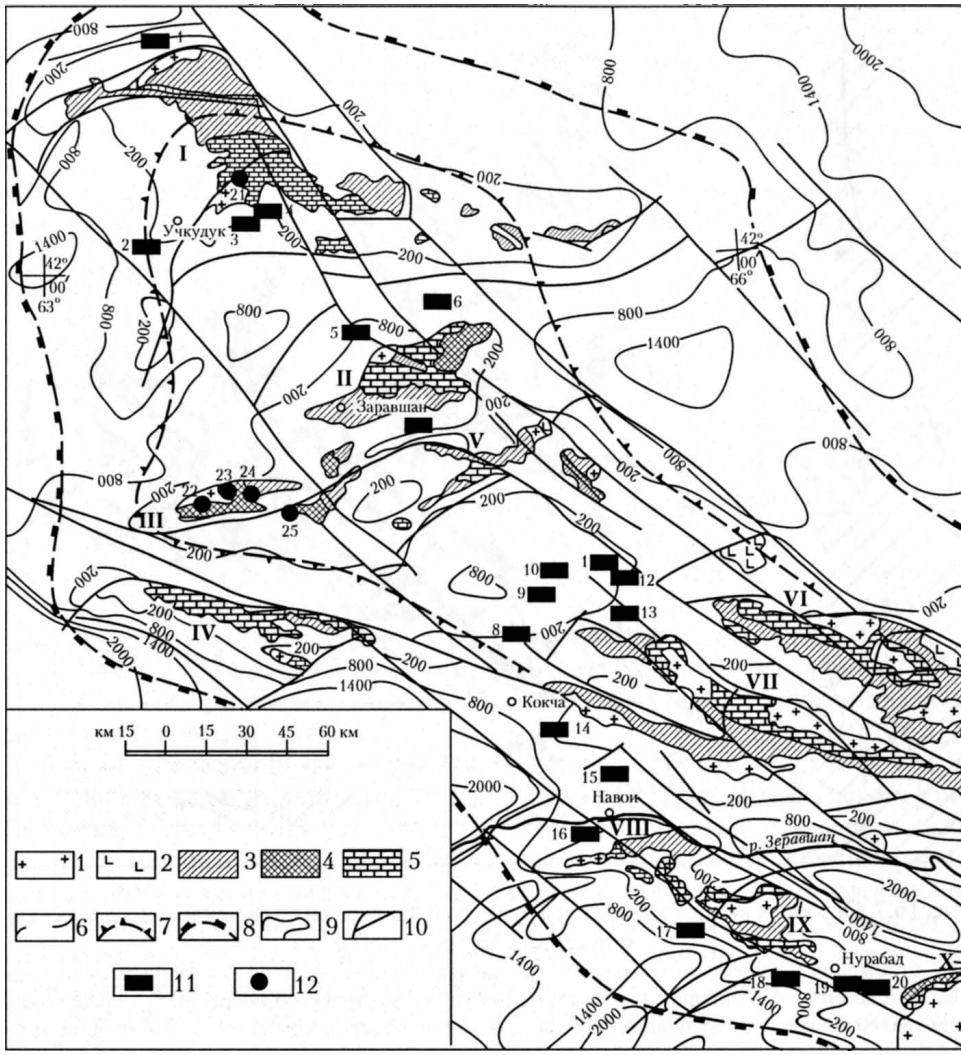


Рис. 16.6. Схема размещения урановых месторождений Кызылкумского рудного района [Кисляков, Щеточкин, 2000]

1–5 – протерозойские и палеозойские породы складчатого фундамента: 1 – гранитоидные, 2 – эффузивные среднего и основного состава, 3 – песчано-сланцевые, 4 – углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-сланцевые, 5 – карбонатные; 6 – отложения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и их изопахиты; 7–9 – границы: 7 – интрагеоантиклинального поднятия в палеозое, 8 – сводового поднятия в мезозое–кайнозое, 9 – выходов на поверхность пород складчатого фундамента; 10 – разрывные нарушения; 11, 12 – урановые месторождения: 11 – пластово-инфильтрационные в осадочном чехле (1 – Бахалы, 2 – Мейлысай, 3 – Учкудук, 4 – Кендыктюбе, 5 – Сугралы, 6 – Актау, 7 – Амантай, 8 – Северный Букинай и Токумбет, 9 – Аленды, 10 – Бешкак, 11 – Лявлякан, 12 – Терекдук, 13 – Вараджан, 14 – Южный Букинай, 15 – Кенимех, 16 – Северный Майзак, 17 – Кетменчи, 18 – Агрон, 19 – Сабырсай, 20 – Шарк), 12 – трещинно-инфильтрационные в складчатом фундаменте (21 – Ходжаахмет, 22 – Джантуар, 23 – Рудное, 24 – Косчека, 25 – Восход). Горные массивы: I – Букантау, II – Тамдытау, III – Ауминзатау, IV – Кльджуктау, V – Аристантау, VI – Северный Нуратау, VII – Южный Нуратау, VIII – Зиатдин, IX – Зирабулак, X – Каратепе

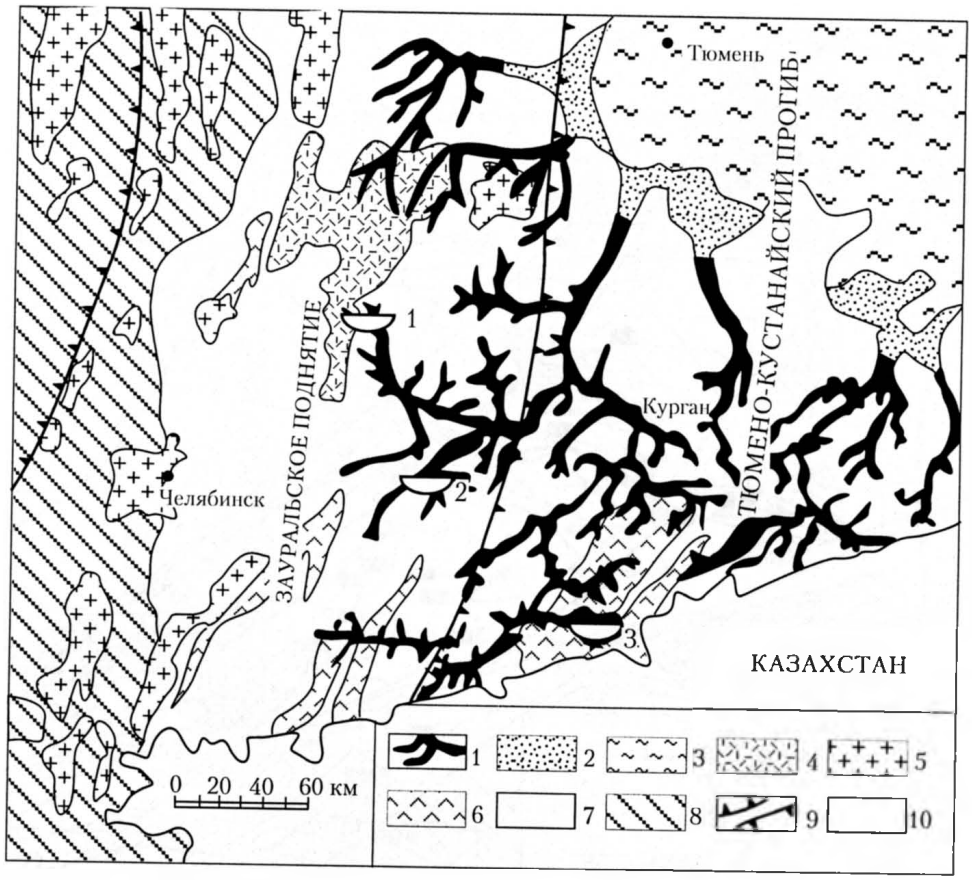


Рис. 16.7. Обзорная карта Зауральского рудного района со снятым чехлом послеюрских отложений [Хализов, 1993]

1–3 – отложения позднеюрского возраста: 1 – речных долин, 2 – дельт, 3 – морские; 4–6 – породы фундамента: 4 – липариты и базальты нижне- среднеюрского возраста, 5 – гранитоиды позднепалеозойские, 6 – вулканогенно-осадочные толщи верхнего палеозоя; 7 – прочие отложения палеозоя; 8 – складчатая область Урала; 9 – границы региональных структур; 10 – месторождения урана: 1 – Далматовское, 2 – Хохловское, 3 – Добровольное

У.А. Дира с соавторами [1966], А.А. Котельникова и А.И. Конюхова [1986], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990; 1991], М.А. Ратеева с соаторами [2001].

В субаквальных глинистых отложениях в повышенных количествах встречается рассеянное, часто органическое планктогенное вещество; его абсолютная масса в глинах колеблется от 50 до 350 кг на один м^3 глины. Постоянным спутником ОВ является рассеянный биогенный карбонат, содержание которого колеблется в пределах 100–200 кг/м^3.

Кроме глинистых минералов, органики и карбонатов, глины содержат огромное количество разнообразных элементов-примесей. Подсчеты на основе средних, кларковых содержаний показывают, что один кубический метр глины содержит 50–150 кг железа, до 10 кг титана, 1 кг марганца, 100–150 г никеля и 50–100 г меди, свинца и

цинка. Часть этих элементов находится в миграционно способной форме и при благоприятных обстоятельствах может выделяться из глин в составе растворов.

Очень важной составляющей глинистых отложений является вода. Как показал В.И. Вернадский [1933], жидкая вода в глинах находится в равновесии со своей газообразной фазой, а также с окружающими твердыми минералами и микроорганизмами. Вода пронизывает глинистые толщи, заполняет их поры (свободная вода), сорбируется глинистыми частицами или входит в состав их кристаллических частиц (связанная вода). При уплотнении глинистых пластов и воздействии на них высоких температур глины обезвоживаются (дегидратируются), дебитуминизируются и теряют ряд рассеянных элементов. Поскольку процессы такой трансформации глинистых пластов являются важнейшим звеном элизионных явлений, мы остановимся на них несколько более подробно.

Дегидратация глин и ее литолого-тектонические последствия

При образовании песчано-глинистых разрезов элизионных бассейнов каждый пласт начинает свое рождение с образования рыхлого осадка на дне палеоводоема (рис. 16.8). Затем он скрывается под толщей более молодых осадков, и по мере того, как мощность перекрывающих его отложений растет, увеличиваются давления, а также температуры, воздействующие на компоненты, слагающие породу. Пласт осадка довольно быстро теряет связь с термодинамической обстановкой дна моря, постепенно погружается в область высоких давлений и температур и уплотняется.

Главным процессом элизионных систем следует считать отжимание вод, захваченных осадком из конечных водоемов стока при захоронении. При этом особенно резко проявляются различные литологические особенности глин и песчаников. Пластичные, легко деформирующиеся глины ведут себя при погружении как резиновые губки; образуя рыхлые и пористые осадки на дне моря, они пропитываются морской водой, а затем, при погружении в стратисферу, быстро уплотняются и отдают ее в смежные пласты. Жесткие песчаники и некоторые разновидности карбонатных пород, наоборот, формируют пористые илы, слабо уплотняются при погружении и в связи с этим легко принимают воду, отжимающуюся из глин, в свое поровое пространство (см. рис. 16.8). Нередко в наиболее погруженных участках таких пластов-коллекторов, в результате поступления отжатых из глин вод, образуются избыточные гидростатические давления и, как следствие, происходит отток вод от центра к периферии впадины; пласты хорошо проницаемых пород дренируют глинистые толщи, освобождающиеся от избытка захороненных вод на больших глубинах. Сходные процессы происходят и в тех случаях, если толщи глинистых отложений пересекаются проницаемыми тектоническими разломами, имеющими выход на дневную поверхность; воды, отжатые из глин, вторгаются в такие дренирующие системы, и вдоль плоскости нарушений осуществляется отток вод из области высоких давлений к низким, из глубин – к поверхности Земли.

Во всех этих случаях главной движущей силой разгружающихся элизионных систем являются уплотняющиеся толщи глинистых пород; об этом свидетельствует сравнение средних кривых изменения пористости глин и песчаников при их погружении на глубины до 4 км, приведенные на рис. 16.8. Очевидно, что именно

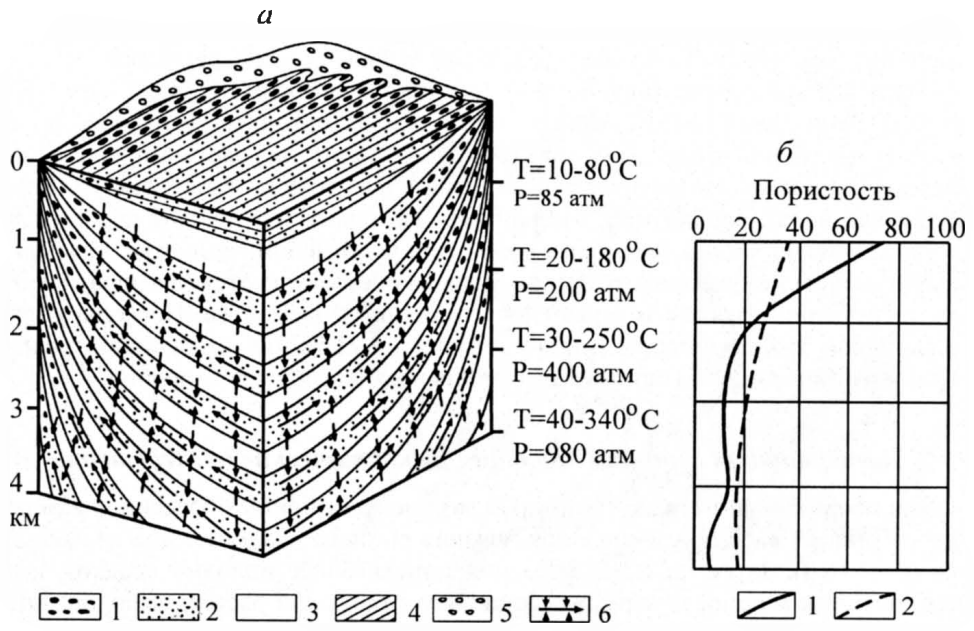


Рис. 16.8. Механизм перераспределения вод в элизионных бассейнах
а – блок-диаграмма элизионной системы. 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – глины; 4 – море; 5 – суша; 6 – направление отжимания вод; *б* – соотношение пористости осадочных отложений на разных глубинах. 1 – пористость глин; 2 – пористость песчаников

глины отличаются очень большой пористостью на дне конечного водоема стока (до 80%) и быстро теряют захваченную воду уже на глубине ~1 км, где их пористость падает до 10%. В отличие от них песчаники с их жестким терригенным каркасом имеют пористость, колеблющуюся от 35 до 18% и их поровое пространство при погружении уменьшается очень медленно и постепенно.

Выше уже упоминалось о двух главных формах нахождения воды в глинах. При уплотнении глинистых илов, еще на стадии их диагенеза, уменьшение порового пространства приводит к удалению физически связанной воды. Часть ее возвращается в водоем, однако другая часть мигрирует в дренирующие глины песчаные коллектора и при больших скоростях погружения может даже создавать в них избыточные давления [Назаркин, 1979; 1994; Калиненко, 1990].

Сложнее обстоит дело с водой, физически и химически связанной глиной; она остается в глине при минимальной пористости, а ее высвобождение происходит позднее, при переходе одних глинистых минералов в другие [Burst, 1959; Powers, 1959; Perry, Hower, 1972]. Очень большую роль в реализации этой второй стадии дегидратации играет трансформация смектита в иллит; этот процесс происходит обычно при температурах порядка 150–200°C и погружении глин на глубины 3–4 км.

Механизм выделения связанной воды из глин в процессе трансформации смектита (монтмориллонита) в иллит (гидрослюду) тесно связан с образованием зон *разуплотнения* и сверхвысоких пластовых давлений (СВПД); он изображен на рис. 16.9. На графике слева показана та микроситуация, которая возникает в гли-

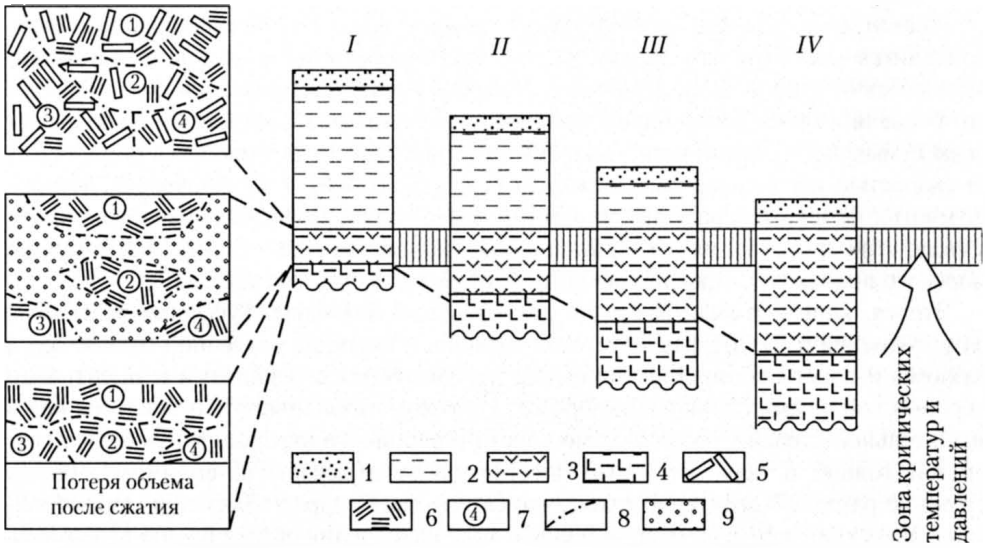


Рис. 16.9. Формирование зоны разуплотнения и сверхвысоких пластовых давлений (СВПД) в глинистых толщах

1 – песчаник; 2 – монтмориллонитовая глина; 3 – разуплотненная гидрослюдистая глина; 4 – уплотненная гидрослюдистая глина; 5 – монтмориллонит; 6 – гидрослюда; 7 – номера микроблоков глины; 8 – границы микроблоков глины; 9 – вода в поровом пространстве. I–IV – стадии погружения

нах, когда блоки монтмориллонитовой фазы выделяют гидрослюдистые образования и воду на уровне критических температур и давлений; при этом уменьшается объем блоков глины и увеличивается ее пористость, что и соответствует зоне разуплотнения. Еще ниже, вновь образованные блоки гидрослюдистого материала сближаются под действием возросшего геостатического давления, и вся масса поровой воды отжимается вверх, в зону разуплотнения. Гидрослюдистая глина уплотняется, а в вышележащей зоне повышается поровое давление жидкости и усиливаются сверхвысокие пластовые давления.

Как это хорошо видно в правой части рисунка, мощность зоны разуплотнения и величина пластовых давлений в ней в значительной мере зависят от расположения погружающейся глинистой толщи по отношению к зоне критических температур и давлений. В самом начале этого процесса (положение I и II) мощность и интенсивность проявления СВПД сравнительно невелики, но по мере того как опускающаяся в глубь стратисферы глинистая монтмориллонитовая толща все больше охватывается гидрослюдизацией (положение III и IV) возрастают мощность области разуплотнения и величина СВПД в глинах.

Рост гидростатического давления прекращается только тогда, когда в зону критических термодинамических показателей опускаются либо вышележащий пласт-коллектор, либо система тектонических нарушений, способных дренировать обводнившуюся глину. Тогда поровые воды глин, накопившиеся в пределах зоны разуплотнения, устремляются в поровое пространство песчаников или карбонатных пород или уходят по трещинам, а пластовые давления в глинах резко падают. СВПД превращаются в нормальные поровые давления глин, характерные для данных глубин.

Рассматривая развитие всего процесса обезвоживания глин на глубинах до 5–6 км, приходится признать, что первая его диагенетическая стадия весьма существенно отличается от второй. Действительно, на первой стадии дегидратация глин происходит более или менее равномерно, постепенно уменьшаясь в соответствии с сокращением суммарного объема пор. Усиление или ослабление этого процесса определяется скоростью накопления вышележащих осадков, которая, в свою очередь, зависит от многих физико-географических факторов [Назаркин, 1979]. Следует также иметь в виду, что первая стадия дегидратации обязательна для всех глинистых отложений морского происхождения вне зависимости от их минерального состава.

Вторая, катагенетическая стадия дегидратации, благодаря буферной роли зоны разуплотнения и СВПД, реализуется спонтанно, и периоды усиленной отдачи вод в разломы и пласты-коллекторы здесь всегда чередуются с периодами концентрации поровых вод в самих глинистых породах. При этом интенсивность отжимания вод в значительной степени зависит от мощности и состава гидрослюдизирующейся глинистой толщи, а периодичность этого процесса отражает, по-видимому, общее строение разреза. Характерно также, что сам процесс гидрослюдизации монтмориллонитовых глин запрограммирован еще в ходе накопления осадка на дне палеоморя. В более редких случаях, когда среди осадочных отложений распространены каолинитовые, первично гидрослюдистые или хлоритовые глины, вторая стадия дегидратации редуцируется и не играет большой роли в общем процессе обезвоживания глинистых толщ. Наоборот, при накоплении в морском водоеме преимущественно монтмориллонитовых глинистых пластов вторая стадия дегидратации проявлена в полную силу. В этом случае ее геологическое значение очень велико.

Формирование зоны разуплотнения, в пределах которой осуществляется значительное обводнение глин, сопровождается резким увеличением их водонасыщенности и пластичности. В результате этого на глубинах от 1 до 4 км в глинах осадочной толщи возникает ослабленная зона, вдоль которой могут легко осуществляться самые разнообразные тектонические деформации; дисгармоничная складчатость; срывы и пологие надвиги могут быть сосредоточены именно в тех местах разреза, где появляются зоны разуплотнения. Нельзя не отметить также, что в реальных осадочно-породных бассейнах эффекты обезвоживания на первой и на второй стадиях дегидратации обычно суммируются, и формируется общий отток высвобождающейся воды, охватывающий разломы, зоны повышенной трещиноватости и пласты-коллекторы; он повсеместно направлен снизу вверх и от центра впадины к ее периферии.

В целом процесс гидрослюдизации монтмориллонита представляет собой довольно масштабный геологический процесс. Количество воды, выделяющейся при гидрослюдизации, составляет 10–15% от исходной влажности глинистого ила. Согласно нашим расчетам, из 1 $м^3$ монмориллонитовой глины может высвободиться 230–350 кг воды [Холодов, 1983]. Важно также, что процесс образования зоны разуплотнения чем-то напоминает накачивание автомобильной камеры: чем длительнее развивается непрерывный процесс гидрослюдизации, чем большие мощности глин он охватывает, тем выше СВПД и тем интенсивнее проявляет себя последующее внедрение воды в разломы и песчаные пласты-коллекторы.

Общеизвестно, что вода является трудносжимаемой жидкостью [Хорн, 1972]; внедрение воды под большим давлением в рыхлый пласт-коллектор может создать эффект образования подземного плывуна или гидроразрыва. В этом случае частицы песка или песчаника, связанные между собой, благодаря высокому по-

ровому давлению воды, разобщаются, взвешиваются в воде, а вся порода становится пластичной и деформируется по законам пластичных разжиженных илов. В процессе флюидизации нефтяных залежей, при искуственном закачивании воды в пласты-коллекторы с целью получения более высокой нефтеотдачи, случаи вторичного разложения и деформации жестких песчаников наблюдаются довольно часто [Рассел, 1958; Леворсен, 1970].

Наиболее яркими эпигенетическими проявлениями подземного движения элизионных вод являются кластические дайки и горизонты «с включениями», изученные нами в третичных отложениях Восточного Предкавказья, Азербайджана и Западной Туркмении [Холодов, 1983; 1987; Холодов и др., 1998].

Кластические дайки чаще всего проявляются в виде трещин в глинах, заполненных песчаным материалом; они могут резко пересекать слоистость вмещающих глин, но могут располагаться и в полном соответствии с напластованием. Дайки часто осложняют нормально залегающие пласты песчаников, ответвляясь от них вверх и вниз. Размеры их колеблются в очень широких пределах – от см в толщину и 2–3 м в длину и до гигантских песчаных тел мощностью 3–4 м и протяженностью в 200–300 м и более. Обращают на себя внимание причудливые формы кластических даек (рис. 16.10), широкое развитие в них цемента, в составе которого превалируют кальцит, сидерит и сульфиды железа, многочисленные включения фрагментов вмещающих глин и частые пятна бурых битумоидов. Весьма характерны рельефные стенки секущих напластования даек, на которых обычно отпечатаны слойки вмещающих глин, а иногда и залегающие в них диагенетические карбонатные конкреции.

Горизонты «с включениями» представляют собой глыбы, боллы или обрывки песчаных пластов, залегающие среди сильно перемятых глин. Обычно такие песчаные включения имеют сильно варьирующие формы и размеры; они находятся между двух совершенно недеформированных пластов, причем мощность таких горизонтов, как правило, выдерживается на значительных расстояниях (рис. 16.11). Между кластическими дайками и горизонтами «с включениями» наблюдается ряд постепенных переходов. Иногда, так, как это показано в левой части рисунка, кластические дайки осложняют отдельные фрагменты песчаных слоев.

Когда в песчаный пласт, находящийся в условиях тектонического напряжения, спонтанно внедряется вода, находящаяся под большим давлением, в зоне разуплотнения появляется возможность для формирования глубинного плывуна и гидроразрывов пласта. Действительно, резкий рост порового давления в песках и песчаниках может в некоторых случаях разрушить сцепление песчаных зерен друг с другом, привести к расширению пор и разобщению терригенных частиц. На глубине, в толще осадочных горных пород образуется пластичная песчаная масса, и вследствие этого пласт песка или песчаника распадается на серию глыб или фрагментов; происходит разрыв сплошности песчаного пласта. Пластичная песчаная масса и пластичные вмещающие глины взаимно проникают друг в друга и образуют текстуры, изображенные на рис. 16.11.

Так как образование песчаного плывуна должно сопровождаться общим увеличением объема, во вмещающих глинистых породах нередко образуются трещины отрыва, которые мгновенно заполняются жидкой песчаной пульпой. Этот процесс сопряжен с уходом части поровых вод (и газов) по трещинам, падением пластовых давлений и образованием из жидкой пульпы прочно сцементированных песчаников, слагающих тела кластических даек.

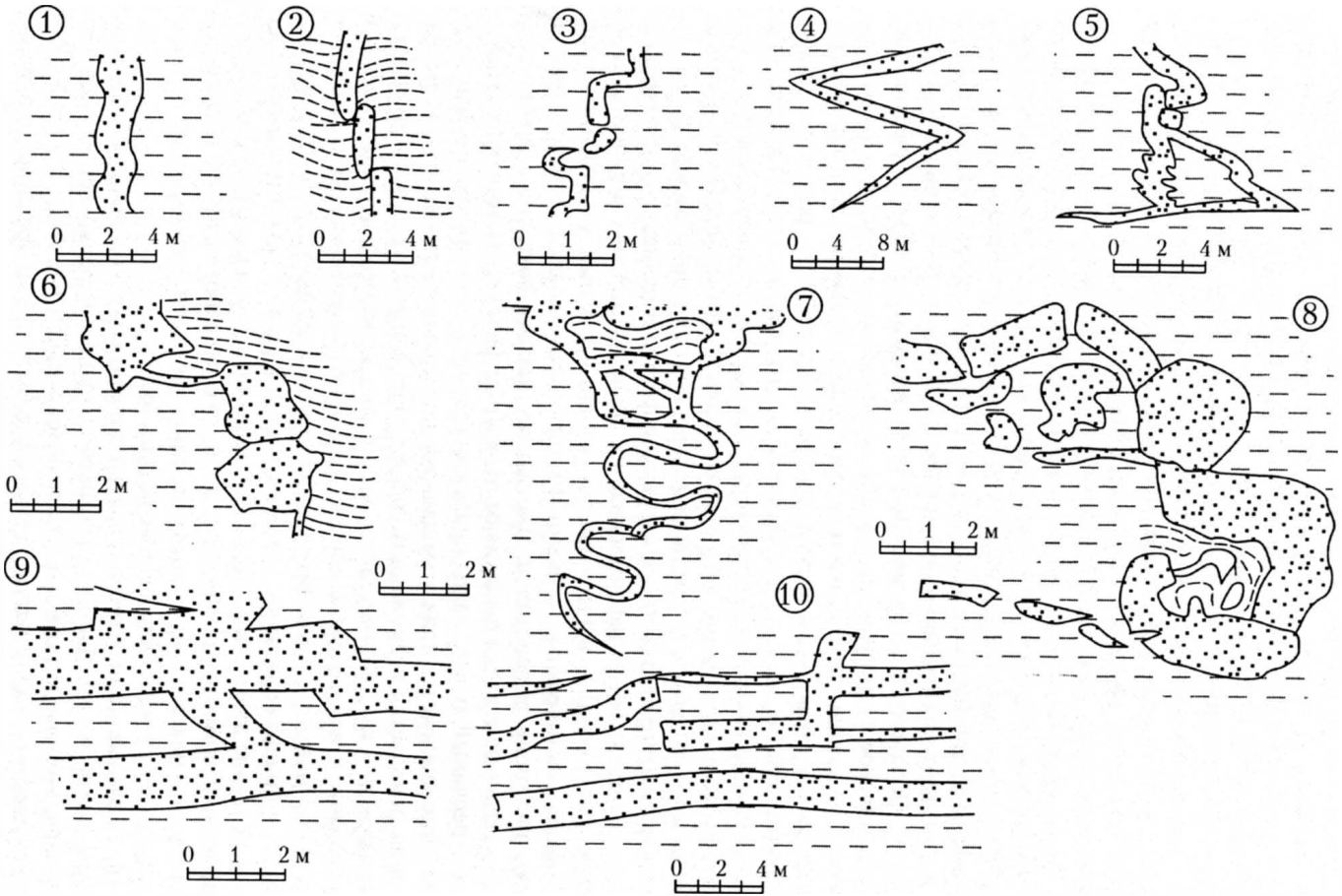


Рис. 16.10. Морфологические особенности кластических даек среднего миоцена Восточного Предкавказья

1, 2 – вертикальные (2 – с кулисообразным смещением отдельных частей); 3 – коленчатая; 4 – Z-образная; 5 – треугольная; 6, 8 – глыбовые (8 – деформированный песчаный пласт); 7 – трапециевидная, змеевидная; 9, 10 – дайки-просечки и горизонтальные дайки-пласты

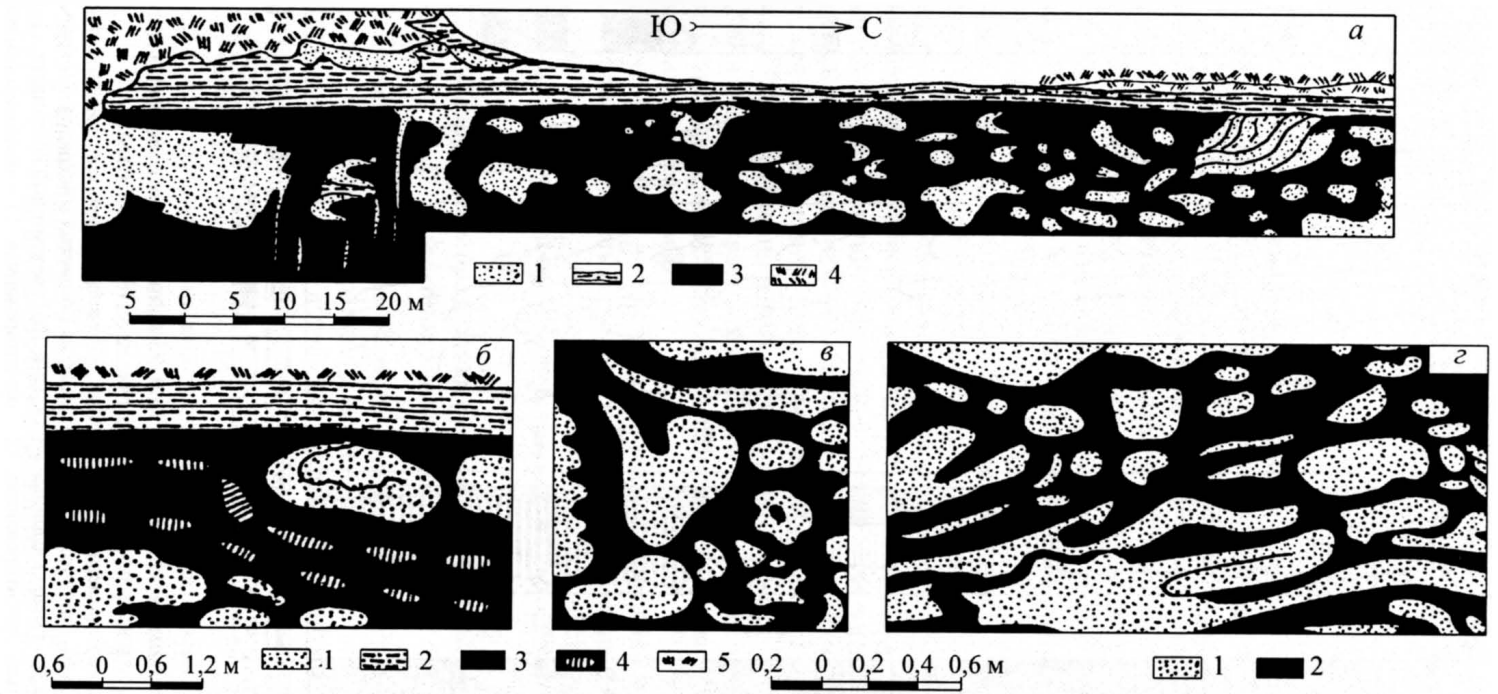


Рис. 16.11. Строение горизонта с включениями в районе р. Большая Ярык-су. Зарисовки обнажений

а – общий вид обнажения: 1 – песчаники; 2 – мергели; 3 – перемятые глины; 4 – почва; *б, в* – 1 – песчаники, 2 – чередование мергелей, песчаников и глин, 3 – глины, 4 – карбонатные конкреции, 5 – современные почвы; *г* – фрагмент обнажения: 1 – песчаники, 2 - глины

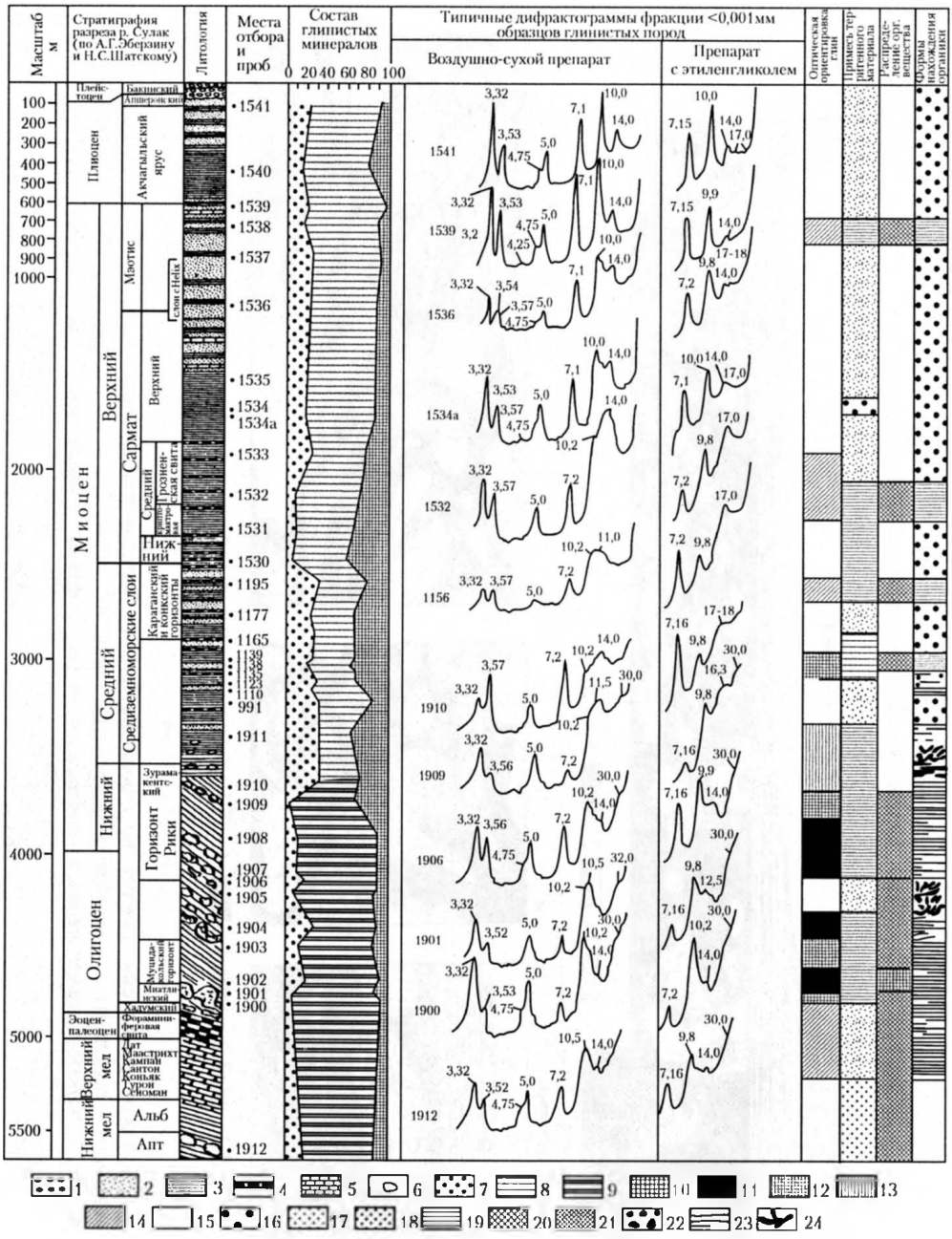


Рис. 16.12. Литологический разрез мезозойско-кайнозойских отложений Дагестана (р. Сулак) и характеристика глин (фр. < 0,001 мм)

1–6 – типы пород: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – глины, 4 – мергели, 5 – известняки, доломиты, 6 – конкреции; 7–10 – количественные соотношения глинистых минералов: 7 – хлорит + каолинит, 8 – гидрослюда, 9 – смешанослойный компонент, 10 – смектитовый компонент; 11–15 – структура глин: 11 – сильно ориентированная, 12 – ориентированная, 13 – ориентированная частично,

14 – слабо ориентированная, 15 – неориентированная); 16–19 – гранулометрия пород: 16 – преобладает песчаник, 17 – преобладает алеврит, 18 – преобладает неотсортированный материал, 19 – преобладает глина; 20–21 – распространение ОВ и пирита: 20 – интервалы обогащенные ОВ; 21 – широкое развитие пирита; 22–24 – формы нахождения ОВ: 22 – сгустки, 23 – прослойки и линзы, 24 – заполнение трещинок

Тесная генетическая связь песчаных диапиров с трансформацией глинистых минералов была доказана в пределах Восточного Предкавказья; здесь в нижнем течении р. Сулак (Дагестанский клин) был детально изучен состав глинистых минералов в пятикилометровом разрезе мезозойско-кайнозойских отложений (рис. 16.12). Рентгеноструктурное исследование глин показало, что в верхней части разреза, от зурамакенского горизонта майкопа и вплоть до бакинских конгломератов развиты слабо измененные терригенные ассоциации, включающие гидрослюду (модификации Md), монтмориллонит (смектит), а также каолинит с хлоритом [Холодов, 1983; 1987; Холодов, Недумов, 2001а,б].

В средней части разреза, включающей горизонт Рики и нижнюю часть зурамакентского горизонта, широко распространены смешанослойные образования, состоящие из чередования смектитовых и иллитовых пакетов. Они отмечают начало катагенетической трансформации смектитов в иллиты. Наконец, нижняя часть майкопской свиты и подстилающие ее толщи мела и юры характеризуются распространением гидрослюды модификаций $2M_1$ и 1M. По-видимому, она отвечает погружению толщи глин в области температур, превышающих 170°С, и давлений более 850 атм. Именно в этой части сулакского разреза в песчаниках разного возраста широко распространены следы песчаного диапиризма – кластические дайки, горизонты «с включениями», разнообразные пластические деформации и тектонические разломы.

Любопытно, что верхняя часть сулакского разреза отличается спокойным залеганием третичных толщ; они здесь согласно и моноклинально падают на север. Нижняя зона, отделенная от верхней зоны Нараттюбанским взбросо-надвигом, смята в сложную систему складок и расслоена многочисленными надвиговыми пластинами.

Фазовые преобразования органического вещества и дебитуминизация глин

При заполнении осадочного бассейна осадками и погружении глинистых толщ в область высоких температур и давлений различные компоненты глин ведут себя по-разному; наиболее активными составляющими глин является рассеянное органическое вещество (РОВ), рассеянные карбонаты и кремнезем. Их поведение в субаквальном диагенезе и на разных стадиях катагенетических преобразований охарактеризовано на рис. 16.13.

В левой части графика приведена шкала катагенеза, построенная на основе исследования отражательной способности витренита Н.Б. Вассоевичем, С.Г. Неручевым и Н.В. Лопатиным [1976]. На ней по температурным рубежам в 90–100 и 200–230°С выделены зоны протокатагенеза (ПК), мезокатагенеза (МК), апокатагенеза (АК) и многочисленные градации, совпадающие с различными степенями углефикации обломков витренита. Эта стадиальная шкала, принципы построе-

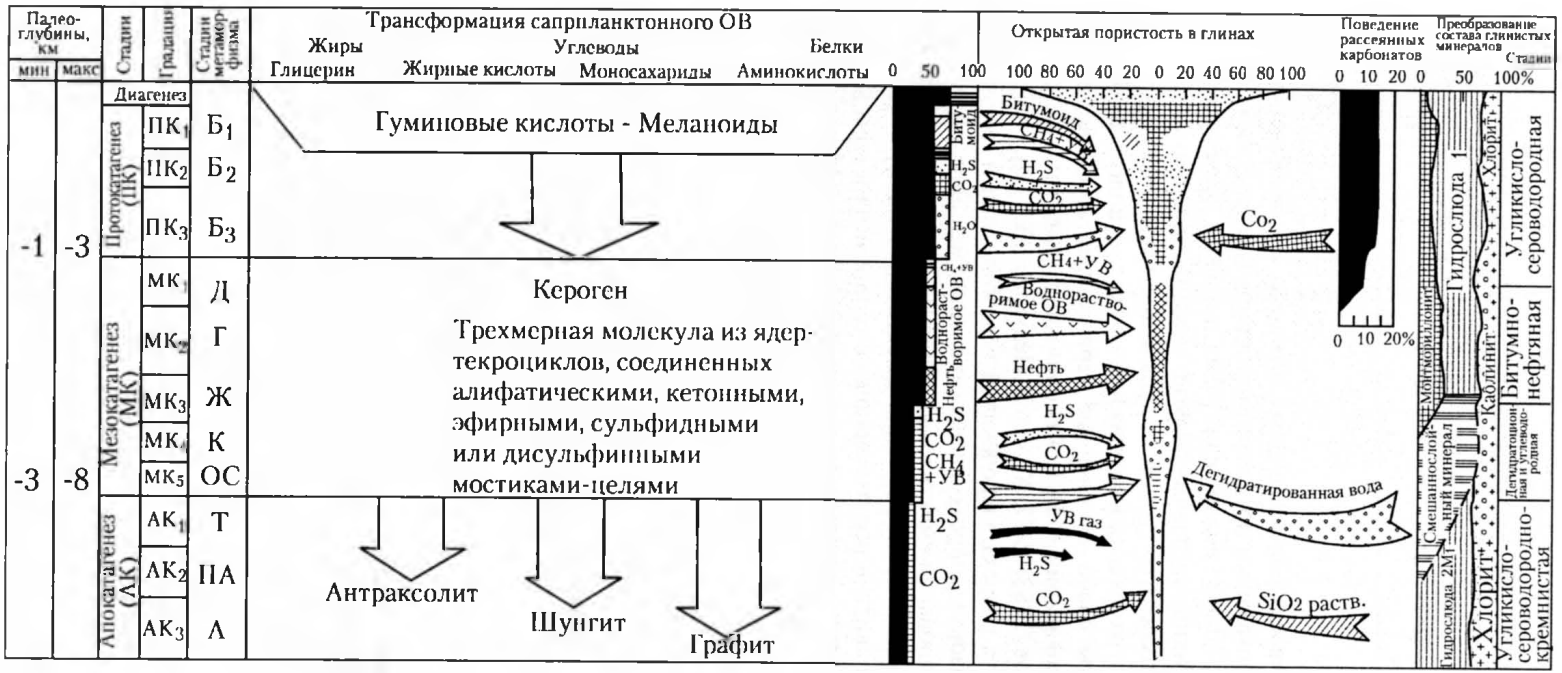


Рис. 16.13. Принципиальная схема катагенетического преобразования реакционноспособных компонентов в глинах

ния которой уже обсуждались в главе 9, послужила основой для анализа поведения РОВ глин при погружении осадков и осадочных пород.

На рисунке 16.13 охарактеризована фазовая трансформация РОВ, рассеянных карбонатов и кремнезема на фоне преобразований глинистых минералов, показаны преобразования РОВ глин при их погружении на глубину 7 км. Средние количественные соотношения остаточного РОВ на разных глубинах были рассчитаны С.Г. Неручевым, А.А. Трофимуком и Е.А. Рагозиной [1976] при изучении сапропланктогенного органического вещества в разрезах Западной Сибири и Предкавказья. Этими исследователями была сделана попытка путем сопоставления огромного количества элементных и компонентных анализов РОВ оценить балансовые соотношения трансформирующейся органики. В результате было показано, что количество остаточного РОВ непрерывно и скачкообразно уменьшается от 100% на дне морского бассейна и до 17–18% на глубине 7–8 км. При этом РОВ преобразуется в двух направлениях.

Во-первых, уменьшение остаточного РОВ происходит на фоне диагенетического преобразования жиров, белков и углеводов планктона в гуминовые кислоты и меланоиды. Этот процесс осуществляется микробиологическим путем в полужидких илах водоема. Затем, в области повышающихся температур и давлений зоны катагенеза, гуминовые кислоты перерабатываются в кероген, который в конечном счете разлагается, давая начало жидким и газообразным углеводородам и, по-существу, рождая *нафтиды*. Возникшие из керогена битумоиды эмигрируют за пределы системы, а остаточное РОВ обуглероживается и все больше приближается по составу к шунгитам и графитам. Так завершаются катагенетические изменения остаточного РОВ в глинах.

С другой стороны, РОВ глин рождает огромное количество жидких и газообразных компонентов, которые вначале концентрируются в порах глин, участвуя в создании СВПД, а затем взламывают толщу изолированного порового пространства и удаляются за пределы флюидоупора. Общее количество возникающих из РОВ производных С.Г. Неручев с соавторами [1976] рассчитали, опять-таки, используя метод баланса вещества. Оказалось, что в процессах термолиза и термокатализа на глубинах до 6–7 км трансформируется более 65% исходного органического вещества. При этом РОВ генерирует 54,9% жидких и газообразных нафтидов (битумоидов и газов), 17,5% углекислоты, 12,5% воды, 3,1% кислорода, 0,5% азота, 0,30% аммиака, водород и ряд других компонентов.

Изменение суммарного порового пространства при погружении глин в стратисфере, по данным А.П. Лисицына, Н.Б. Вассоевича, Дж.М. Уэллера, Ю.В. Мухина, И.И. Нестерова, Б.А. Лебедева, а также H. Riecke и G.V. Chilingarian, охарактеризовано в правой части рисунка 16.13. На диаграмме показано довольно быстрое падение открытой пористости до 30–40% еще на стадии диагенеза, до глубины 100–200 м от поверхности отложившегося осадка, весьма постепенное уменьшение ее величины на глубинах 1–3,5 км, где она сокращается до 5–6%, относительный рост ее в зоне катагенетической иллитизации и дегидратации глин на глубинах 3,5–4,5 км, в которой она возрастает с 6% до 10–12% и последующее, довольно плавное уменьшение ее величины до 2–3% в интервале глубин 5–7 км. Стрелками и условными обозначениями показан средний состав компонентов, генерирующихся из РОВ и перемещающихся в поровое пространство – своеобразный депозитный резервуар глинистых толщ.

В целом, история преобразования РОВ глин при погружении после его захоронения на дне палеоводоема распадается на пять этапов.

Первый этап отвечает стадии диагенеза. В это время под действием бактериальных процессов происходит расщепление белков, жиров и углеводов и образуются массы гуминовых и фульвокислот. Сульфаты морской воды восстанавливаются до H_2S, а органическое вещество окисляется и выделяет CO_2. Возникшие газы растворяются в иловых водах, что приводит к формированию аутигенных сульфидов, карбонатов и силикатов. Общий расход РОВ на этой стадии составляет 30–40% от исходного.

Последующие этапы соответствуют уже стадии катагенеза. На глубинах 0,2–2 км термолиз и термокатализ РОВ способствуют уменьшению количества остаточной органики до величины ~50% от исходной, а гуминовые кислоты здесь абиогенным путем преобразуются в кероген. При этом часть РОВ разлагается, и за его счет в поры глин поступают вода, битумоиды, газообразные углеводороды, CO_2 и H_2S.

В интервале глубин 2,0–3,7 км глинистые отложения вступают в Главную фазу нефтеобразования. Здесь под действием термолиза начинается массовый распад сложных молекул керогена. В результате образуются микронефть, водорастворимая органика, разнообразные газообразные углеводороды и битумоиды, а количество остаточного органического вещества уменьшается до 35–38%. Ниже, при погружении от 3,7 км до 5 км, в области Главной фазы газообразования (ГФГ), в результате сокращения количества гетероэлементов в РОВ и уплотнения молекулярной структуры потери органики составляют 12,1%. Около 75% РОВ, разлагаясь, дают метан и другие газообразные углеводороды, 19% – углекислоту, 3,31% – сероводород, а 2,48% – азот. Наконец, на палеоглубине от 5 до 7 км 6,4% РОВ уходит на генерацию газов; среди них 92,19% органики превращается в углекислый газ.

Чрезвычайный интерес для понимания катагенетических явлений представляет поведение карбонатов (см. рис. 16.13). Как показали эксперименты И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1967; 1969], в тех случаях, когда мы имеем дело с открытой системой, т.е. газообразное CO_2 может свободно удаляться из глин, при их нагревании до 7–120°С карбонатный материал способен гидролизоваться по схеме:

$$CaCO_{3(тв)}+H_2O \leftrightarrow Ca(OH)_{2(раств)}+OH^{+}+CO_{2(газ)}.$$

При этом устанавливается определнный ряд гидролизации; вначале с водой реагируют карбонаты железа (сидерит, анкерит), затем – магния (магнезит, доломит) и на заключительной стадии – карбонаты кальция (кальцит).

Индикатором процесса гидролиза карбонатов в природе может служить количество газообразной углекислоты локализованной в водах нефтегазосодержащих горизонтов в разных температурных условиях. На рис. 16.14 приведена зависимость между концентрацией CO_2 в водах мезозойских и палеогеновых нефтеносных горизонтов Предкавказья, составленная И.Г. Киссиным и С.И. Пахомовым [1969]; очевидно, что между этими величинами обнаруживается прямая зависимость, а перегиб кривой падает на интервал температур, соответствующий экспериментальным данным (100–120°С). Эти данные подтверждают связь образования CO_2 в пластах с гидролизом рассеянных карбонатов. Так как начало гидролиза карбонатов в экспериментах осуществляется при температуре 70–85°С, очевидно, что реальные следы этого явления должны проявляться на глубинах 2,0–2,5 км. В работах Н.А. Минского [1975] и Б.К. Прошлякова [1974] эксперименталь-

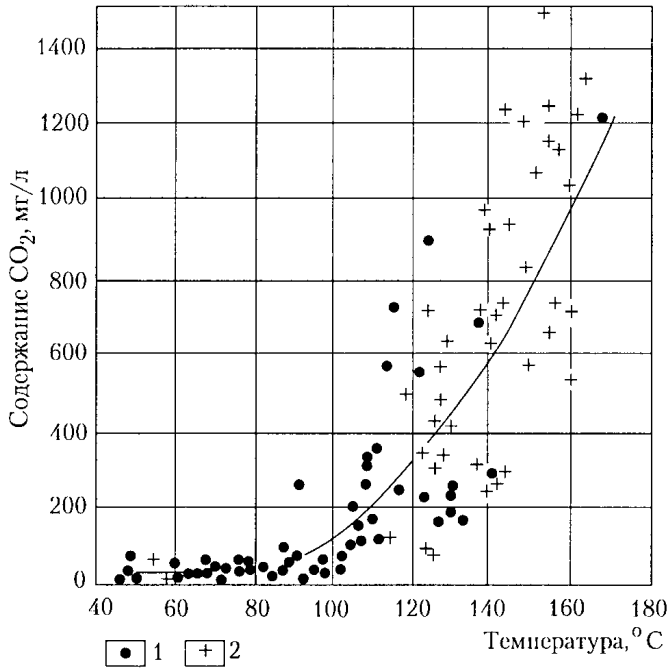


Рис. 16.14. Зависимость содержания свободной углекислоты в подземных водах Предкавказья от пластовой температуры [Киссин, Пахомов, 1969]
1, 2 – воды мезозойских и палеогеновых пластов-коллекторов Предкавказья: 1 – Западного, 2 – Восточного

ные данные нашли свое подтверждение – на глубинах 1,5–2,5 км в ряде нефтяных провинций мира эти авторы отмечают формирование вторичной пористости в карбонатных коллекторах.

Менее четко охарактеризовано поведение рассеянных в глине включений кремнезема. Согласно данным Г. Окамото с соавторами [Okamoto et al., 1957], а также К. Краускопфа [1963], растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает также в щелочных средах, при pH~9; характерно, что при 0°С аморфный кремнезем растворим до 60–80 мг/литр, при 85–90°С – до 300–380, при 155°С – до 700, а при 200°С – почти до 1100 мг/литр. Естественно, что на глубине 5–7 км, где средние температуры колеблются от 200 до 300°С, при наличии исходного материала должны формироваться кремнекислые растворы, с высоким содержанием растворенной SiO_2.

Наконец, следует отметить, что трансформация глинистых минералов, изображенная на рис. 16.13, как это было показано в недавних публикациях В.Н. Холодова [2002а,б,в], а также В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [2001а,б], также не проходит бесследно для растворов элизионных систем. Преобразование смектитов в иллит представляет собой сложный геохимический процесс «сбрасывания» в раствор избытков щелочноземельных элементов, железа и кремнекислоты. В результате в зоне развития смешанослойных глинистых минералов наряду с образованием иллитовых пакетов протекает карбонатизация, хлорити-

зация и пиритизация глин. Кроме того, в этой зоне перераспределяется значительное количество элементов-примесей, которые уходят из одних минеральных систем и переходят в другие.

Итак, общий анализ рис. 16.13 заставляет придти к выводу, что одни и те же глинистые толщи при погружении на разные глубины становятся источником разных газоводных растворов. На стадии диагенеза и раннего катагенеза биогенные сероводород и углекислота становятся ведущими компонентами флюидов; вся эта стадия катагенеза может быть названа углекисло-сероводородной. При погружении глин в нижележащие области в отделяющихся субстанциях усиливается роль жидких и газообразных углеводородов. Постепенно жидкие нафтоиды начинают преобладать и в зоне Главной фазы нефтеобразования, нефть и битумоиды составляют главную фазу флюидов. Еще ниже на первый план выходят газообразные углеводороды, присутствие которых особенно характерно для Главной фазы газообразования. Наконец, в интервале 5–7 км процесс генерации углеводородов затихает, и ему на смену вновь приходит углекисло-сероводородная стадия, местами приобретающая кремнекислый акцент.

Минералого-геохимические следы разгрузки элизионных систем

Выше было показано, что глинистые отложения элизионных бассейнов являются источником воды, нефти и газа; эти газоводные флюиды переменного состава рождаются в глинах и периодически удаляются за пределы материнских толщ. Следует, однако, отметить, что глины одновременно являются и своеобразными компрессорами; сжимаясь и уплотняясь под действием возрастающей геостатической нагрузки, трансформируя свой минеральный состав, они периодически «сбрасывают» возникающие в них газоводные растворы в участки относительно низких давлений – в жесткие пласты-коллекторы (песчаники или карбонатные пороыд) или в зоны тектонических разломов и трещин.

Следует подчеркнуть, что газоводные растворы, выделяющиеся из глинистых толщ при их погружении на глубины до 5–6 км, представляют собой типичные гидротермы; они могут быть нагреты до температур 200–250°С, находиться под давлением до 1500–1700 атм и содержать в растворенном виде самые различные компоненты, заимствованные из вмещающих их пород – нафтиды, концентрации Fe, Mn, Ni, Co, Pb, Zn, Mo и др., а также гидрокарбонаты, хлориды, сульфаты и силикаты. Большую роль в их дальнейшей судьбе играют газы – CO_2, H_2S, CH_{n+2} и др.

Поступление этих геохимически активных и многокомпонентных образований в жесткие пласты-коллекторы или зоны повышенной трещиноватости сопровождается заметным падением давления, а это, в свою очередь, вызывает частичную дегазацию системы, ее физико-химическую перестройку и выпадение в осадок многих аутигенных минералов. Кроме того, миграция геохимически активных флюидов в ряде случаев может создавать противоречия между первичными геохимическими особенностями вмещающих пород и геохимическим существом эпигенетических растворов. К числу таких зон геохимического противоречия, связанных с элизионными системами, принадлежат вторично измененные песчаники-коллекторы, зоны приразломных изменений в красноцветных отложениях и грязевые вулканы.

Об эпигенетических изменениях в песчаниках-коллекторах

В пределах Западно-Кубанской впадины, а также всего Западного Предкавказья широким распространением пользуются песчаные коллекторы, с которыми ассоциируются многочисленные нефтяные и газовые месторождения. На многих разведочных площадях, в пределах Лабинской, Кузнецовской, Кошехабльской, Юбилейной и др. структур эти нефтегазосодержащие отложения были изучены Р.Н. Петровой и О.Ф. Дементьевой [Холодов и др., 1985].

Было установлено, что среди песчаников распространены коллекторы трех групп, состоящих из 6-ти классов. Коллекторы V, VI классов обычно представлены полимиктовыми песчаниками, в которых кварц, полевые шпаты, плагиоклазы, реже глауконит, чаще всего сцементированы карбонатным или каолинитовым цементом; в них пористость крайне мала (не более 8%).

Коллекторы I, II классов слагаются олигомиктовыми кварцевыми, плохо сцементированными песчаниками; их зерна несут следы коррозии, часто присутствуют крупные каверны и поры, когда присутствует цемент, то он обычно представлен каолинитом. Пористость здесь достигает 25–30%.

Коллекторы III, IV классов обычно представляют собой переходы между двумя предыдущими группами.

При анализе материала обращает на себя внимание, что для полимиктовых разностей характерен карбонатный цемент, тогда как в более измененных олигомиктовых породах цемент либо отсутствует, либо представлен каолинитом. При рассмотрении пространственных взаимоотношений коллекторов разных классов выясняется, что породы с карбонатным цементом обычно локализуются в кровле и подошве мощных пластов песчаников; средние части пластов чаще всего содержат самые проницаемые коллекторы I и II классов.

Модель образования таких нефтяных и газовых резервуаров (рис. 16.15) можно тесно связать с развитием элизионных систем [Холодов и др., 1985]. Процесс начинается с поступления из промежуточных глин в кровлю и подошву полимиктового песчаного пласта элизионных растворов с растворенными карбонатами и высоким давлением CO_2. Падение давления CO_2 в пористой среде песчаников приводит к осаждению карбонатов, цементации полимиктовой терригенной массы и консервации ее первичного минерального состава.

Избыток CO_2, накапливаясь в центральных частях песчаных пластов, благоприятствует разложению глауконитов, плагиоклазов и полевых шпатов по схеме:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2Al_2Si_6O_{16}}+CO_2+2H_2O\leftrightarrow\underset{\text{каолинит}}{H_2Al_2Si_2O_8}+K_2CO_3+4SiO_2,$$

а возникавшие в этом процессе щелочи стимулируют коррозию и растворение кварца.

В центральных частях песчаных пластов минеральный состав породы упрощается за счет катагенетического растворения неустойчивых силикатов, в результате формирования вновь образованных каверн и пор увеличиваются пористость и проницаемость пласта.

Эпигенетические изменения красноцветов в приразломных зонах

Общеизвестно, что жидкие и газообразные углеводороды являются интенсивными восстановителями и восстанавливают гидроксиды железа по схеме:

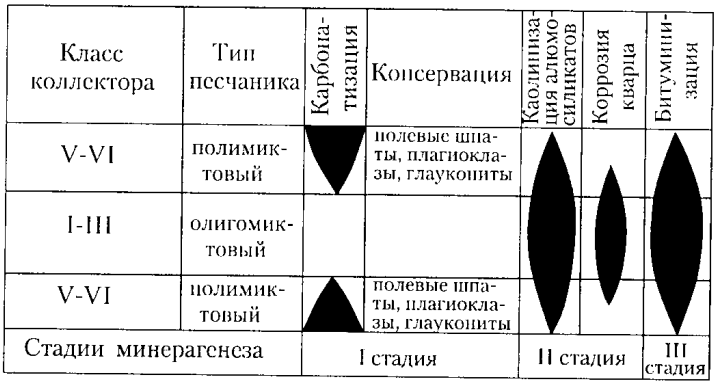


Рис. 16.15. Катагенетические преобразования песчаных коллекторов

$$Fe_2O_3+C_nH_n=FeO+CO_2+H_2O.$$

В красноцветных отложениях эта реакция приводит к изменению окраски от карминно-красной и бурой до зеленовато-серой [Карцев, 1978]. Один из участков резкого изменения окраски красноцветов неогена был комплексно исследован в районе газонефтяного месторождения Комсомольское, расположенного в северной части Таджикской депрессии [Зеленова и др., 1969; Кондратьева и др., 1980]. Здесь редкометально-урановое рудопроявление обнаружено в сводовой части крупной антиклинальной складки, сложенной меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Древние меловые и палеогеновые отложения содержат залежи газообразных углеводородов.

Неогеновые красноцветные отложения залегают согласно на нижележащих толщах и образуют симметричную антиклинальную складку, местами осложненную тектоническими разломами небольшой амплитуды (рис. 16.16). В своде антиклинали красно-розовая окраска пород неогена изменена на голубовато- и синевато-серую. На южном крыле структуры зона измененных пород резко ограничивается плоскостью тектонического нарушения, на северном – сероцветные породы клиновидно внедряются в красноцветные по наиболее проницаемым слоям. Основным новообразованным минералом в зоне эпигенетического восстановления является пирит; очень часто можно видеть непосредственный контакт пиритизированных пород с неизмененными красноцветами.

В современных пластово-трещинных водах поднятия выявлена довольно четкая гидрохимическая зональность: по направлению сверху вниз кислородсодержащие воды сменяются сероводородными с признаками жидких и газообразных углвеодородов, увеличивается общая минерализация, и слабоминерализованные карбонатно-сульфатные воды переходят в хлоридно-натриевые и кальциево-натриевые.

Авторы, исследовавшие все эти явления, справедливо предполагают, что элизионный подток газоводных флюидов, внедрившийся в присводовую часть складки, вызвал интенсивную пиритизацию красноцветов и на довольно значительном участке (до 1,2–1,5 км в поперечнике) стер следы первичной окислительной обстановки в породах.

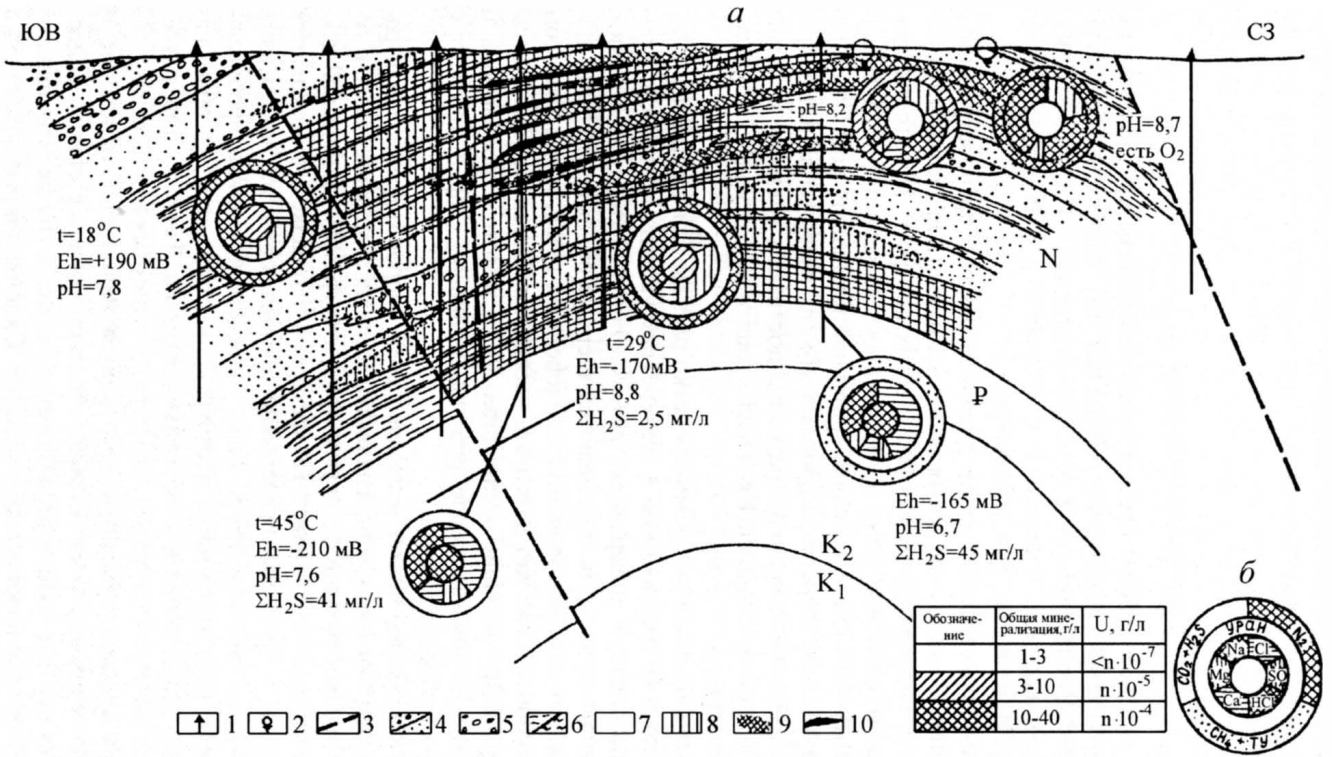


Рис. 16.16. Литолого-геохимический разрез уранового рудопроявления Комсомольское (*а*) и циклограмма химического состава подземных вод (*б*) [Кондратьева и др., 1980]

1 – скважины; 2 – источники; 3 – тектонические нарушения; 4 – песчаники (крупно- и мелкозернистые); 5 – гравелиты и конгломераты; 6 – алевролиты и глины; 7 – неизмененные красноцветные отложения неогена; 8 – пиритизированные зеленовато-серые породы; 9 – зоны пластовой лимонитизации; 10 – урановая минерализация

Не менее резкие, но минералогически более сложные примеры эпигенетических изменений возникают в элизионных системах в тех случаях, когда в них включаются высокоминерализованные и высокотемпературные металлоносные рассолы. Эти примеры рудообразующихся процессов были рассмотрены в главе 12 настоящей монографии.

Грязевые вулканы

Грязевые вулканы с древнейших времен привлекали внимание геологов; им посвятили свои работы такие выдающиеся ученые как Н.И. Андрусов, И.В. Мушкетов, Г.В. Абих, В.И. Вернадский, А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, К.П. Калицкий, Д.В. Голубятников, В.В. Белоусов, Н.С. Шатский, А.Б. Ронов, П.Н. Кропоткин, В.Е. Хаин, А.И. Косыгин, Е.Ф. Шнюков и др.

Грязевые вулканы представляют собой довольно широко распространенное геологическое явление. В настоящее время на нашей планете насчитывается более 1700 надводных и подводных грязевулканических построек. Некоторые грязевые вулканы-гиганты, особенно часто встречающиеся на территории Азербайджана, имеют в высоту 400–450 м, площадь кратерной площадки, достигающую 900–1000 м^2, а общий объем твердых выбросов в момент извержения в них превышает 2400 млн м^3. Особенно крупных размеров достигают грязевые вулканы Алятской гряды – Туорогай, Большой Кянизадаг, Дашгиль, Котурдаг, Айрантекян, Каракюре, Солахай и др.

Обычная грязевулканическая деятельность четко распадается на два периода. Извержения начинаются со взрыва газов в кратере, разрушения кратерной пробки и поступления на дневную поверхность потоков полужидких грязебрекчий. Одновременно из жерла вулкана выбрасываются твердые обломки и глыбы пород, нередко происходит самовозгорание углеводородных газов, и над кратером появляется пламя. Его высота может достигать нескольких сотен метров. Массы грязебрекчий, содержащих большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов, растекаясь на площади, надстраивают старый конус, при этом объемы твердых выбросов огромны.

Извержение вулкана обычно длится несколько дней, сопровождается землетрясением, мощным подземным гулом и иногда распадается на отдельные фазы, в течение которых преобладают то одни, то другие продукты грязевулканической деятельности. Затем вулкан надолго затихает. На кратерной площадке его появляются многочисленные сальзы и грифоны, непрерывно поставляющие на поверхность жидкую грязь, газ, воду, а иногда и нефть. Здесь у каждого источника, пробивающегося на поверхность, образуется масса плотных глинистых корок, которые, наращиваясь, превращаются в миниатюрное подобие вулкана. Такие сальзы размерами не более 2–3 м в высоту встречаются в кратерах в огромных количествах.

Одновременно на склонах вулканического конуса начинается окисление и эрозия грязевулканических построек. Серые и зеленовато-серые глины, содержащие рассеянные сульфиды, окисляются и превращаются в бурые, красновато-бурые породы, обогащенные гидроксидами Fe и Mn. Склоны покрываются сетью глубоких оврагов (барранкосов), радиально расположенных по отношению к кратерной площадке; по ним перемещаются как глубинные воды вулканов, поступающие из грифонов и сальз, так и атмосферные осадки, временно скапливаю-

щиеся в неровностях рельефа. Таким образом, в грязевых вулканах постоянно чередуются периоды извержений с периодами относительного покоя.

Для объяснения происхождения грязевых вулканов предлагалось много различных гипотез, но наиболее доказанными представляются взгляды тех геологов, которые вслед за В.Н. Вебером, К.П. Калицким, В.Д. Голубятниковым и И.М. Губкиным связывали образование грязевых вулканов с формированием и разрушением месторождений нефти и газа (М.К. Калинко, А.А. Якубов, М.М. Зейналов, З.А. Буниат-Заде, Р.Р. Рахманов, Б.В. Григорьянц, Е.Ф. Шнюков и многие другие). При этом, избыточное давление, возникающее в нефтяных залежах и обуславливающее прорыв грязебрекчий на дневную поверхность через эруптивные каналы вулканов, многие исследователи объясняли избыточным давлением углеводородных газов, сконцентрированных в недрах.

Обычно грязевые вулканы встречаются группами и образуют грязевулканические провинции; их размещение в пределах континентального блока Земли показано на рис. 16.17.

В целом, рассматривая закономерности распространения грязевых вулканов на континентах планеты, нетрудно придти к выводу, что большинство грязевулканических провинций отчетливо тяготеют к альпийской зоне складчатости; более того, становится очевидным, что главной ареной грязевулканической деятельности являются предгорные и межгорные впадины, в которых накапливаются мощные толщи терригенно-глинистых кайнозойских отложений. При этом области распространения грязевых вулканов пространственно совпадают с наиболее крупными нефтегазоносными бассейнами и соответствующими им элизионными системами.

Наконец, следует подчеркнуть, что в грязевулканических провинциях обычно очень широко развиты мощные глинистые толщи и зоны сверхвысоких пластовых давлений флюидов (СВПД). Последнее обстоятельство особенно реально доказал М.К. Калинко [1964], установивший их проявления в районах Мексиканского залива и острова Тринидад, в Западно-Кубанской впадине и на Апшеронском полуострове, в Западно-Туркменской впадине, в районе Эльбруса, на Макранском побережье Ирана и Пакистана, в Джунгарской впадине, в Западной Бирме и на острове Ява.

На основе изучения 500 кратерных построек грязевых вулканов Крымо-Кавказского и Южнокаспийского региона нами была разработана их морфогенетическая классификация, изображенная на рис. 16.18 [Холодов, 2002а,б,в]. Очевидно, что среди грязевых вулканов выделяются разнообразные грязевулканические некки, выдавливающиеся из недр (I), нормальные конусообразные постройки, отражающие периодичность вулканических извержений (II), болотообразные кратерные участки, захватывающие иногда огромные территории (III), «вдавленные синклинали» (IV) и кратерные озера (V). Обращает на себя внимание, что формирование грязевых вулканов столь разных типов требует либо избытка, либо дефицита давлений в недрах; это свидетельствует о колоссальном перераспределении вещества в нижних слоях стратисферы, которое так или иначе отражается в виде разнообразной грязевулканической деятельности.

В развитии подавляющего большинства грязевых вулканов можно отчетливо различить три стадии: 1) стадию формирования грязевулканического очага, обусловленную особенностями развития элизионной системы; 2) стадию извержения грязевого вулкана, в значительной степени отражающую состав и условия залега-

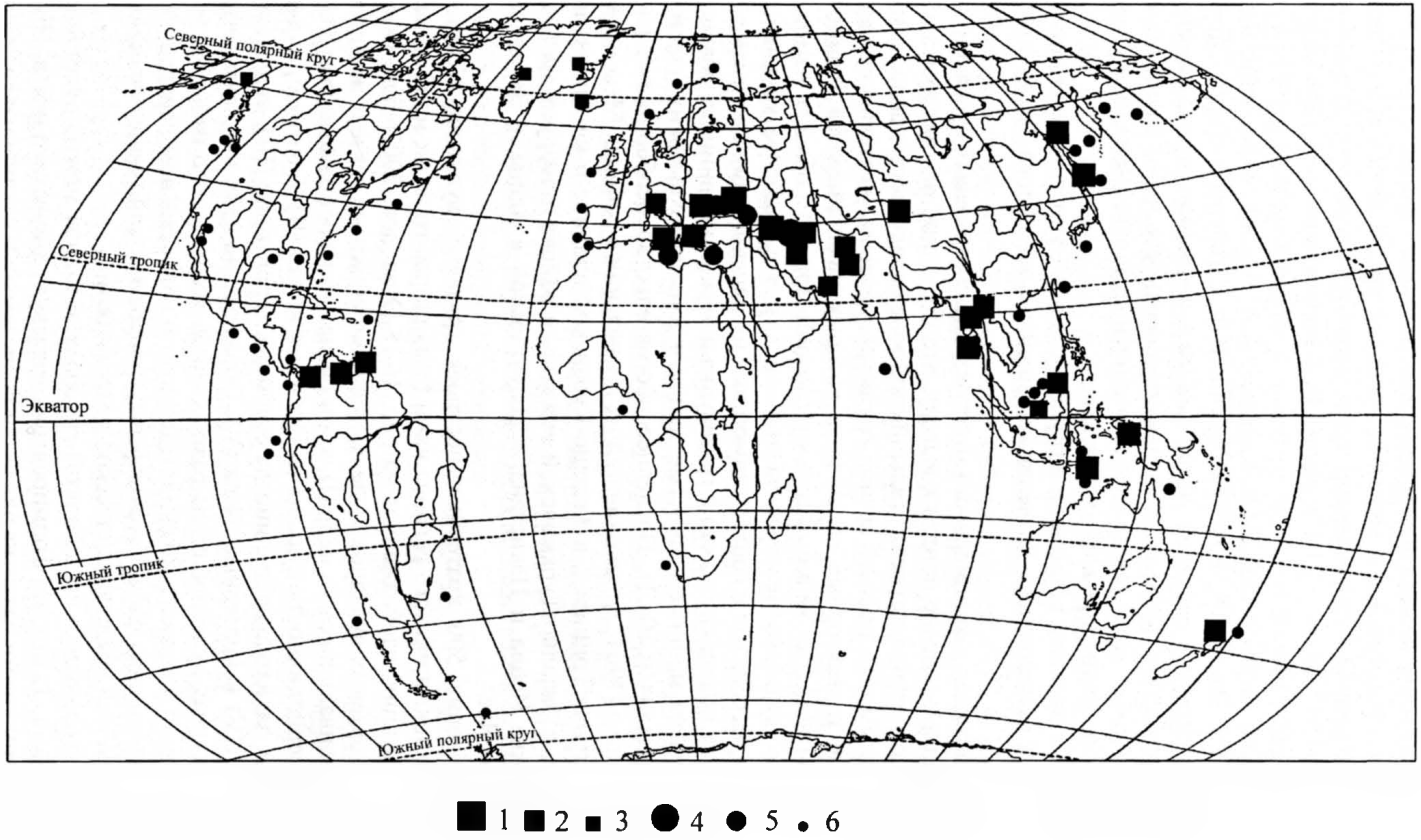


Рис.16.17. Распределение грязевых вулканов на Земле

1–3 – наземные вулканы: 1 – крупные грязевулканические провинции; 2 – грязевулканические провинции; 3 – отдельные грязевые вулканы; 4,5 – подводные вулканы: 4 – крупные грязевулканические провинции, 5 – грязевулканические провинции; 6 – отдельные грязевые вулканы и силлы

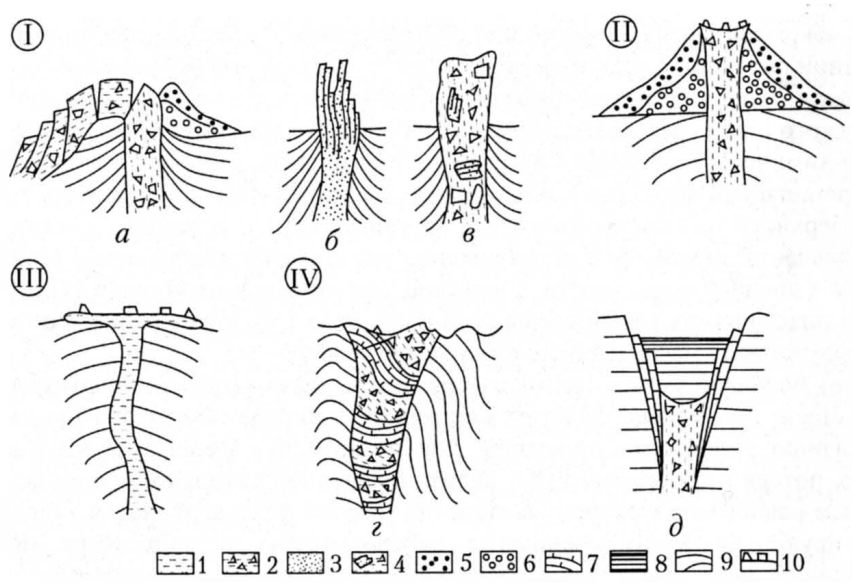


Рис. 16.18. Морфогенетические типы грязевых вулканов Крыма, Кавказа и Западной Туркмении

I – диапиры: *а* – глинистый, *б* – песчаный, *в* – конгломерато-глыбовый; II – конусовидные постройки из покровов грязебрекчий; III – вулканы, образующие полужидкий покров; IV – провалы грязевулканических построек; *г* – вдавленная синклиналь, *д* – кратерное озеро.
1 – разжиженная глина; 2 – глинистая грязебрекчия; 3 – песчаник, деформированный процессами течения; 4 – обломки песчаника; 5 – свежие грязебрекчии с рассеянными сульфидами; 6 – древние окисленные грязебрекчии; 7 – фрагменты пластов осадочных пород и железных руд; 8 – кратерные воды; 9 – слоистость осадочных отложений; 10 – сальзы и грифоны

ния грязевулканического очага; 3) стадию пассивной грифонно-сальзовой деятельности, видоизменяющую последствия извержения грязевого вулкана и подготавливающую следующее его извержение.

Первая стадия протекает на фоне аккумуляции терригенно-глинистых отложений, углубления впадин и поступления флюидогенерирующих глин в области повышенных температур и давлений. При этом первичные свойства захороняемых глин предопределяют те соотношения компонентов во флюидах грязевулканического очага, которые играют большую роль в определении типа извержения и даже морфогенетического типа грязевого вулкана; в этом отношении грязевой вулканизм очень похож на лавовый, в котором, как известно, кислотность–щелочность магмы и коэффициент эксплозивности предопределяют особенности извержения и характер вулканической постройки.

Очень большое значение в деятельности грязевых вулканов играет величина суммарного СВПД, возникающего в очаге. Оно, так же как и компонентный состав флюидов, в значительной степени зависит от первичных палеогеографических, седиментационно-диагенетических, фациальных и тектонических условий залегания глинистых пород, слагающих элизионные системы.

В целом, формирование грязевулканического очага направлено в сторону интеграции и гомогенизации твердых, жидких и газообразных компонентов, и в ус-

ловиях закрытой физико-химической системы создает отличную от вмещающих отложений потенциально активную и подвижную среду слоя-волновода.

Вторая стадия развития грязевого вулкана начинается с вскрытия грязевулканического очага системой разломов и трещин, что вызывает переход закрытой физико-химической системы в открытую. Этот процесс сопровождается фазовой дифференциацией вещества и одновременным движением масс от очага к дневной поверхности. Главным фактором, регулирующим извержение, является падение давления, связанное с перемещением грязевулканической массы по каналу от очага к дневной поверхности. Снижение давления очень интенсивно воздействует на пластичность разжиженных глин; как известно, уменьшение его превращает полужидкую массу в плотное глинистое тело.

Очень большую роль во время извержения вулкана играет потеря газовой составляющей; она меняет свойства остаточного раствора и нередко приводит к образованию аутигенных минералов, кольматирующих канал вулкана. Так, например, потеря газообразного CO_2 вблизи от дневной поверхности смещает карбонатные равновесия в сторону выпадения твердой фазы карбонатов. Последние цементируют до этого подвижные пески-плывуны, и образуется пробка-кольматация, перекрывающая грязевулканический канал. Многократное повторение осаждения карбонатов и продавливание сквозь сформировавшуюся песчано-карбонатную пробку газоводных песчаных плавунов может создать целую систему карбонатных песчаных труб, известных под наименованием «шайтанские сады» (Западная Туркмения). Потеря метана способствует концентрации тяжелых углеводородов и формированию кировых и асфальтовых образований, цементирующих пески.

Очень большое значение при извержении грязевого вулкана имеет поведение трудносжимаемой воды. Ее резкое выделение из грязебрекчий и уход по каналу вулкана к поверхности может вызвать эффект «бешеной скважины», способствовать образованию дефицита массы на глубине и возникновению кальдеры проседания вокруг кратера грязевого вулкана. В некоторых случаях запечатывание каналов вулкана происходит чисто механическим путем, так как в них могут застрять глыбы и обломки твердых пород, захваченных грязевым потоком из вмещающих пород; их размеры иногда достигают 5–10 $м^3$. Очень часто кратер вулкана забивается грязебрекчиями, объемы которых необычайно велики. По подсчетам А.А. Якубова и А.Д. Алиева, масса грязебрекчий, выброшенных на дневную поверхность в результате деятельности 220 вулканов Азербайджана, составила 100–110 млн $м^3$.

Как бы то ни было, но процесс извержения грязевого вулкана, в целом, направлен на разделение компонентов, интегрированных в грязевулканическом очаге. Он вызывает существенное падение СВПД в области питания системы, завершается запечатыванием ранее активно действующего канала и переходом к следующему, относительно спокойному этапу развития.

Третий, сальзово-грифонный этап развития грязевого вулкана, с одной стороны, можно рассматривать как завершение извержения, а с другой – как подготовку следующего катаклизма. В этот период на глубине, в области очага вулкана, регенерируется СВПД, поскольку развивающиеся элизионные процессы в условиях замкнутой физико-химической системы способны восстанавливать свои исходные параметры (РТ), одновременно уменьшается проницаемость той пробки, что запечатывает грязевулканический канал.

Следует подчеркнуть, что грязебрекчии, перекрывающие каналы вулкана и формирующие кратерную площадку, редко представляют собой полностью непроницаемую систему; в них часто обнаруживаются трещины, зоны повышенной проницаемости и каналы, по которым в первую очередь двигаются и разгружаются газы. В истории многих грязевых вулканов известны длительные периоды существования огненных факелов, которые в течение значительного отрезка времени, уже после завершения активных извержений, украшали кратерные площадки. Они, несомненно, представляют собой результат миграции газообразных углеводородов, сгорающих при выходе на дневную поверхность.

По следам мигрирующих газов в сальзово-грифонный этап развития грязевых вулканов устремляются воды. Они выносят из запечатывающих эруптивный канал вулкана грязебрекчий большое количество тонкого глинистого материала, расширяя и совершенствуя пути разгрузки. В то же время они захватывают, частично растворяя в себе, такое большое количество глинистого материала, что превращаются в настоящий глинистый раствор, искусственно создаваемый нефтяниками для нужд бурения.

Газоводные смеси, несущие массы пелитового глинистого материала, постепенно разрушают сплошность грязевулканической пробки, запечатывающей эруптивный канал вулкана. С другой стороны, их выход на дневную поверхность сопровождается отложением глинистых скоплений, со всех сторон окружающих канал разгрузки, и постепенно формирующих конусообразные постройки, в миниатюре напоминающие грязевой вулкан.

В целом, сальзово-грифонные воды грязевых вулканов по составу очень похожи на пластовые воды нефтяных и газовых месторождений региона. Любопытно также, что в пределах одного и того же кратерного поля каждая сальза выносит воды разного класса и типа.

Таким образом, период усиленной сальзово-грифонной деятельности нарушает монолитность грязевулканических скоплений, запечатывающих кратер грязевого вулкана, делает их рыхлыми, пронизанными многочисленными вертикальными каналами и полостями. В результате эта разрыхленная масса грязебрекчий оказывается не в состоянии противостоять возрастающему давлению грязевулканического очага и при первом же землетрясении, сейсмическом толчке, тектонической подвижке или другом нарушении равновесия вовлекается в новое извержение.

Литература

Вассоевич Н.Б. О нефтематеринских отложениях Северо-Восточного Кавказа. В кн.: Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955. С. 338–364.

Вассоевич Н.Б. О некоторых терминах связанных с изучением органического вещества осадков и осадочных горных пород. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 218–238.

Вассоевич Н.Б. Современные представления об условиях образования нефти. М.: Изд. Общее знание, 1981. 40 с.

Вассоевич Н.Б., Бурмин Ю.К., Конюхов А.И. и др. Роль глин в нефтеобразовании. В кн.: Изучение и использование глин. Докл. X пленума Всес. комиссии по использованию глин. Тюмень: Наука, 1973. С. 7–8.

Вассоевич Н.Б., Гусева А.Н., Лейфман И.Е. Некоторые аспекты биогеохимии нефти. В кн.: Исслед. орг. вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976. С. 367–380.

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Ч.1. Вып.1. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 202 с.

Гримм Р.Е. Минералогия глин. М.: ИЛ, 1956. 454 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 316 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 178 с.

Жирмунский А.М., Козырев А.А. О классификации подземных вод // Мат-лы по общей и прикладной геологии. Вып. 98. Сер. гидрогеол. 1928. № 4. С. 32–48.

Зеленова О.И., Кондратьева И.А., Лисицин А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеродов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 68–83.

Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука,1966.256 с.

Игнатович Н.К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей // Докл. АН СССР. Т. XLVI. № 5. 1945. С. 208–211.

Игнатович Н.К. Гидрогеологические структуры – основа гидрогеологического районирования территории СССР // Советская геология. 1947. № 9. С. 24–48.

Калиненко В.В. Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука, 1990. 238 с.

Калинко М.К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1964. 205 с.

Каменский Г.Н. Поиски и разведка подземных вод. Госгеолиздат, 1947. 320 с.

Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969. 270 с.

Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 150 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.

Карцев А.А. Вагин С.Б., Мадусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: Геоинформмарк, 2000. 612 с.

Киссин Н.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 2. С. 451–454.

Киссин Н.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 460–472.

Кондратьева И.А., Зеленова О.И., Оношко И.С. и др. Месторождения, образованные пластовыми водами. В кн.: Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. С. 152– 212.

Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 246 с.

Краускопф К.Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963. С. 210–234.

Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970. 640 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.

Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 162 с.

Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). М.: Недра,1966.359 с.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра,1975. 288 с.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во СГУ, 1979. 334 с.

Назаркин Л.А. О палеоклиматическом и динамико-седиментационном контроле нефтегазообразования. Саратов: Изд-во СГУ, 1994. 224 с.

Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород. В кн.: Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 161–187.

Овчинников А.М. Общая гидрогеология. М.: ГИГЛ, 1949. 356 с.

Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.

Пунанова С.А. Микроэлементы нефтей и их использование при геохимических исследованиях. М.: Недра, 1974. 128 с.

Рассел У.Л. Основы нефтяной геологии. Л.: ГОНТИ, 1958. 620 с.

Ратеев М.А., Рассказов А.А., Шаброва В.П. Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 199 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.

Саваренский Ф.П. Гидрогеология. М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1933. 320 с.

Халезов А.Б. Месторождение урана южной окраины Западно-Сибирской низменности. В кн.: Геология месторождений урана, редких и редкоземельных элементов. М.: ВИМС. Вып. 135. 1993. С. 45–64.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 278 с.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Статья I. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. $1982_а$. № 3. С. 3–22.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Статья II. Элизионный катагенез // Литология и полез. ископаемые. $1982_б$. № 4. С. 15–42.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с.

Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12–28.

Холодов В.Н. Проблемы гидрогеологии в связи с экзогенным и эндогенным стратиформным оруденением. В кн.: Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). М.: Наука, 1989. С. 6–21.

Холодов В.Н. Стратисфера как возможный источник гидротермальных растворов // Природа. 1990. № 4. С. 10–17.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса ископаемых элизионных впадин. Статья II. Челекен- Боядагская элизионная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 104–123.

Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа, $2002_а$. № 11. С. 47–58.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Статья I. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. $2002_б$. № 3. С. 227–241.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Статья 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. $2002_в$. № 4. С. 331–358.

Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–63.

Холодов В.Н., Дементьева О.Ф., Петрова Р.Ф. Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов. В кн.: Коллекторские свойства на больших глубинах. М.: Наука, 1985. С. 13–35.

Холодов В.Н., Недумов Р.И., Григорьянц Б.В. Катагенез и деформации кайнозойских отложений Черных гор (Предкавказье) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 5. С. 504–524.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-геохимические особенности и механизм формирования элизионных систем Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 2001а. № 6. С. 563–582.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 2. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической иллитизации // Литология и полез. ископаемые. 2001б. № 6. С. 582–610.

Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 104–123.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.

Шмариович Е.М. Типизация пластово-инфильтрационных месторождений урана по характеру артезианских бассейнов // Советская геология. 1986. № 1. С. 31–38.

Burst J.F. Postdiagenetic clay-mineral environmental in the Gulf Coast // Eocene Proc. Nat. Conf. Clays and Clay minerals, 6th Nat. Acad. Sci. Nat. Res. London. 1959. P. 29–42.

Van Hise C.R. A treatise on metamorphism. U.S. Geol. Survey, 1909. 250 p.

Okamoto G.O., Takeshi O.O., Katsumi G. Properties of silica in water // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1957. V. 12. № 1–2. P. 315–357.

Perry E.A., Hower J. Late stage dehydratation in depply buried pelitic sediments // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1972. V. 56. № 10. P. 2013–2021.

Powers M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of equivalence level // Clays and clay min. 1959. V. 6. P. 309–326.

ГЛАВА 17
ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Реконструкция осадочного процесса на протяжении всей геологической истории нашей планеты имеет огромное методологическое значение. В первых главах этой работы мы уже говорили о сравнительно-литологическом методе, который представляет собой сочетание актуалистического и историко-геологического подходов. Оба эти методические приема тесно связаны между собой, взаимно дополняют друг друга и чреваты грубейшими ошибками при отрыве одного от другого.

Основой историко-геологического подхода является точная реконструкция изменения общей картины осадкообразования во времени, точнее, формирования стратисферы и связанных с нею осадочных полезных ископаемых на протяжении всей обозримой истории Земли.

Само собой разумеется, что представление об эволюции осадочного процесса в истории Земли не может быть создано путем применения одних только литологических и палеогеографических методов; эта задача комплексная и может быть корректно решена только с помощью всего спектра наук о Земле и биосе, включая данные литологии, стратиграфии, петрографии, тектоники, общей геологии, геофизики, гидрогеологии, геохимии, биологии и палеонтологии.

В силу ряда объективных и субъективных причин представления об эволюции осадочного процесса в истории Земли все еще далеки от строго научных построений. Задача данного раздела как раз и заключается в том, чтобы обсудить состояние этой проблемы, подчеркнуть те современные достижения, которых добилась наука на рубеже двух веков в этой области и показать те сложности, которые таит в себе эта фундаментальная проблема.

Планетарная и геологическая история Земли

Наиболее древние страницы истории нашей планеты были исследованы в работах Е.В. Павловского, Л.И. Салопа, А.П. Виноградова, А.И. Тугаринова, Г.В. Войтковича, В.М. Моралева, О.А. Богатикова, М.С. Маркова, Б.Г. Лутца, Н.М. Страхова, В.А. Рудника, Э.В. Саботович, А.В. Сидоренко, Б.Я. Хоревой, Е.Е. Милановского, Н.Л. Добрецова, И.А. Резанова, Д. Алларда, A.M. Goodwin, K.C. Condie, Х. Холленда, Б.Г. Стоквелла и многих других выдающихся ученых.

Наибольшее внимание при этом привлекла эпоха, названная «Великим метаморфизмом»; она охватывает интервал в 3,5–4,5 млрд лет, проявилась на всех платформах планеты и представлена толщей мощностью 15 км метабазит-кварцитовых пород, биотитовых гнейсов, лейкократовых гранулитов, ультраос-

новных лав, местами гранитизированных и превращенных в эндербиты и чарнокиты[1] [Салоп, 1982; Резанов, 1990].

Происхождение этих продуктов гранулитового метаморфизма чрезвычайно сложно; его следует рассматривать в цепи ряда других планетарных явлений. Здесь же следует отметить, что эпоха «Великого метаморфизма» делит историю нашей планеты на две неравные части. С момента формирования планеты, т.е. примерно с 4,5–5,0 млрд лет и до 4,0 млрд лет, т.е. до максимального проявления метаморфических процессов и глобального переплавления вещества, четко выделяется *планетарный* этап развития Земли; этот период не оставил после себя ясных геологических следов и обычно интерпретируется на основе общих астрономических соображений. С 4,0 млрд лет и вплоть до конца нижнего архея (3,2 млрд лет, по [Семихатов, 1996; Семихатов и др., 2000] начинается собственно *геологическая* история Земли, история доступная для исследований геологическими методами.

Планетарный этап развития Земли можно представить себе в следующем виде.

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что Солнце и включенные в ее орбиту девять больших планет (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Меркурий, Марс, Венера, Земля, Плутон) с 31 спутниками и несколькими десятками тысяч малых планет (астероидов), а также с кометами и метеорными телами образуют единую солнечную систему, в которой все члены семейства закономерно связаны между собой. Так, например, все планеты вращаются вокруг Солнца в одну сторону, против часовой стрелки по удлиненным орбитам, лежащим практически в одной плоскости. В том же направлении вращаются вокруг своей оси и сами планеты (за исключением Урана).

Солнце составляет 99,8% массы системы, однако основная часть углового момента (количество движения) приходится не на Солнце, а на планеты. Планеты удалены от Солнца на расстояния, определяемые уравнением $R=3\cdot2^{n-2}+4$, где «R» – расстояние до светила, а «n» – порядковый номер планеты.

Особенности строения солнечной системы несколько упрощают дело; объяснять приходится не происхождение одной малой планеты Земля, а всей ассоциации планет.

Общеизвестно, что гипотезы образования солнечной системы разрабатывались Э. Кантом, П.С. Лапласом, Дж. Джинсом, В.М. Гольдшмидтом, Дж. Джеффрисом, В.И. Вернадским, О.Ю. Шмидтом, Г. Юри, В. Рабей и многими другими учеными. В последнее время утвердились следующие космогонические положения.

1. Изначально Солнце входило в состав двойной звезды; взрыв сверхнового близнеца Солнца рассеял огромное количество вещества в галактическое пространство, а остаточный материал образовал газово-пылевидное облако, захваченное притяжением главного светила.

2. Газово-пылевидное облако получило от взрыва сверхновой энергию вращательного движения и послужило исходным материалом для формирования планет [Hoyle, Fowler, 1960].

3. Образование Земли и планет происходило из холодного космического материала [Виноградов, 1959] путем гетерогенной аккреции. Крупные и тяжелые

[1] Эндербиты и чарнокиты – разновидности гранитов, чаще всего возникающие в результате переплавления (палингенеза) и метасоматоза метаморфических разностей кислых пород.

обломки вовлекались в образование ядра Земли, мелкие формировали мантию и кору, а газообразные легкие компоненты сложили протоатмосферу, состоящую из H, CO_2, H_2O, CO, CH_4 и других компонентов [Барсуков, 1985]. В результате совокупного проявления сталкивания и слипания частиц, сил гравитации и вращательного движения в пределах планеты осуществлялась четкая химическая дифференциация вещества (рис. 17.1); каждая оболочка обогащалась своим комплексом химических элементов.

4. Последними на поверхность планеты поступали главные носители радиогенного тепла – K^{40}, Th^{232}, U^{235}, U^{238}, Pu^{244} и ряд других ныне вымерших изотопов. Их совокупный радиоактивный распад и выделение тепла на рубеже 4,0 млрд лет определили процессы вторичного переплавления материала в последующую эпоху «Великго метаморфизма» [Любимова, 1968].

Эпоха «Великого метаморфизма» или разогрева Земли была рассмотрена в работах А.П. Руденко, Г.В. Везерилла, Б.С. Зейлик, Л.И. Корсакова, В.П. Кирилюка, В.Р. Барагар и Дж.К. Мак-Глинна, О.А. Богатикова, С.В. Богдановой, М.С. Маркова, П.Н. Кропоткина, А.В. Пейве, В.М. Моралева, Б.Г. Лутца, Я. Аллорда, Е.В. Бибиковой, Д.М. Шоу, В.И. Шульдинера, А.Ф. Грачева, В.С. Федоровского, Л.И. Салопа, Е.И. Успенского, И.А. Резанова, а также F. Barker, G. Friedman, D.R. Hanter, D.R. Mason, V.R. McGregor, S. Moorbath и других зарубежных ученых. В этом разделе в дальнейшем мы будем опираться в основном на работы В.А. Рудника и Э.В. Саботовича [1984], Л.И. Салопа [1984] и И.А. Резанова [1990; 2002].

Показано, что среди мощных катархейских комплексов, встреченных в фундаменте древних платформ, распространены метаморфизованные основные, иногда ультраосновные лавы, а также туфы и туффиты, перемежающиеся с пластовыми интрузиями габброидов и ультрабазитов; эти заведомо эндогенные образования местами ассоциируются с генетически неясными карбонатными отложениями, полосчатыми железными рудами и графитовыми сланцами. В мраморах и известково-кремнистых отложениях встречено повышенное содержание апатита. Несмотря на то, что многие исследователи [Кирилюк, 1976; Руденко, 1969; Резанов, 1990] отмечали для этого периода истории планеты редуцированность или даже полное отсутствие осадкообразования и дефицит воды на ее поверхности, приходится все-таки думать, что осадочные явления в это время не только имели место, но и конкурировали с эффузивной деятельностью.

Характерной особенностью наиболее древних вулканогенно-осадочных отложений архея является их высокая степень метаморфизованности, достигающая гранулитово-эклогитовых фаций. Главной теоретической проблемой этой эпохи является несоответствие стадии регионального метаморфизма этих пород и геологических условий их залегания. Напомним, что гранулитовая фация метаморфизма соответствует максимальным метаморфическим преобразованиям, которые реализуются при температурах порядка 800–1000°C и давлениях в 5–10 кбар. При региональном метаморфизме такие термобарические условия достигаются при погружении осадочных отложений на глубины порядка 18–35 км. Геологический анализ, проведенный Л.И. Салопом [1984] и И.А. Резановым [1990], заставляет считать, что ничего подобного исследуемые архейские толщи не испытывали. Более того, имеется доказательство того, что в постархейское время они сразу были выведены на дневную поверхность и эродировались.

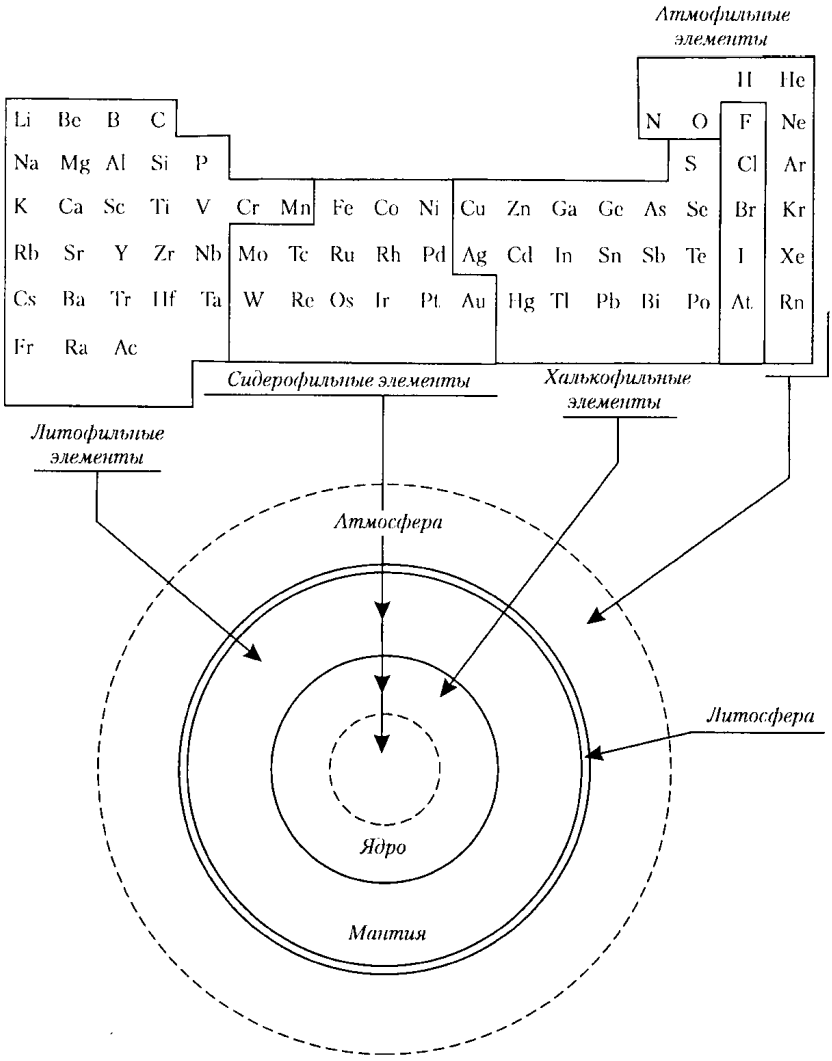


Рис. 17.1. Главные направления миграции химических элементов в земном шаре согласно их положению в периодической системе [Войткевич, 1983]

Приходится рассматривать метаморфические изменения интересующего нас комплекса пород как результат глобального разогрева верхних частей планеты и взаимодействия минералов вулканогенно-осадочного комплекса с плотной водородсодержащей атмосферой. При этом первичная атмосфера планеты, созданная, в основном, в процессах аккреции Земли, напоминала по своему химическому составу атмосферы Юпитера и Сатурна и состояла из водорода, гелия, инертных газов (аргона, ксенона, криптона и др.), а также из вулканических компонентов H_2O, CO_2, CO, H_2S и др.

На первых стадиях эпохи Великого метаморфизма плотная первичная атмосфера Земли создавала довольно большое избыточное давление на ее поверхность и

теряла наиболее активные компоненты, участвующие в реакциях гранулитового метаморфизма. Как это показали А.П. Руденко [1969] и И.А. Резанов [1990], в результате высокотемпературного взаимодействия первичных минералов эффузивов с водородом могут возникать пироксены, гранаты, силлиманит и другие компоненты гранулитов и амфиболовых гнейсов. В свою очередь, господство высокотемпературных обстановок во внешних оболочках планеты сопровождалось катастрофической диссипацией газов и потерей первичной атмосферы. На месте сложной по составу первичной атмосферы возникла вторичная атмосфера, в составе которой преобладали газы вулканического происхождения – CO_2, CO, H_2O, H_2S и др.

Особое место среди всех этих процессов эпохи Великого метаморфизма занимает последующее плавление Земной коры и ее гранитизация. Этот процесс определялся, по-видимому, термическим влиянием более глубоких оболочек планеты, сопровождался образованием тоналит-трондьемитовых столбов, которые на дневной поверхности формировали овальные тектонические структуры. В результате отдельные участки метаморфических поясов архея оказывались сложенными гибридными магматическими породами, по химическому составу отвечающими андезитам; эти тоналит-трондьемитовые ареалы иногда именуются «серыми гнейсами» [Богатиков и др., 1987]. Возможно, что какое-то энергетическое влияние на процессы гранитизации оказывала метеоритная бомбардировка поверхности планеты, происходившая в интервале 4,0–3,9 млрд лет; следы этого космического события отмечаются также и на поверхности Луны.

Последовательность событий, имевших место в эпоху Великого метаморфизма, по данным И.А. Резанова, воспроизводится на рис. 17.2. На графике четко виден переход от планетарных процессов аккреции земного вещества к началу формирования зеленокаменных поясов, открывающих следующую геологическую страницу истории Земли.

Геологический этап развития Земли по-существу включает в себя всю верхнеархейскую, протерозойскую, палеозойскую и мезозойско-кайнозойскую историю планеты. Эта часть жизни Земли более документально датируется фактическим геологическим материалом, расположенным в рамках абсолютной и относительной хронологии. Естественно, что главным инструментом исследований в этих разделах становится стратиграфия, а проблема времени выдвигается на первый план; ее исследованием занимались такие крупные ученые как И. Ньютон, Г. Лейбниц, И. Гете, Н. Стенон, В.И. Вернадский, А. Эйнштейн и другие.

Очень интересный анализ философского понятия времени был недавно выполнен в монографии Ю.Б. Гладенкова [2004]. Не касаясь всей глубины проблемы времени, в данной работе хотелось бы подчеркнуть только две особенности этой субстанции:

1. Геологическое время «от сотворения планеты» и до современного момента огромно и подчас с трудом осознается человеком. Действительно, 4 миллиарда лет представляют собой 40 миллионов веков, а если измерять их средней человеческой жизнью (~60 лет), то оно будет составлять примерно 67 миллионов лет, сложенных воедино человеческих жизней.

2. Количество геологических событий в одном и том же отрезке времени непрерывно возрастает от архея к квартеру [Келлер, 1975]; в результате этого временные соотношения различных стратиграфических подразделений выглядят следующим образом:

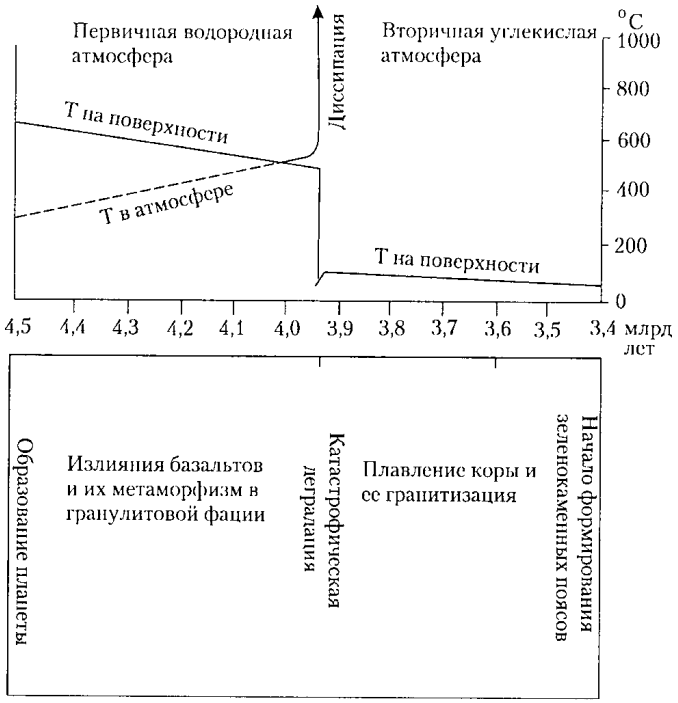


Рис. 17.2. Температура на поверхности планеты и характер процессов в коре и мантии Земли в интервале от образования планеты до формирования зеленокаменных поясов [Резанов, 1990]

Стратиграфические подразделения	Длительность в млн лет	Длительность в %
докембрий	3 469	86,7
палеозой	280	7,00
мезозой	186	4,77
кайнозой	65	1,63

Обращает на себя внимание колоссальная длительность докембрия, в котором несомненно заключена большая часть истории Земли, и чрезвычайно малый объем мезозоя и кайнозоя, которые являются наиболее достоверно изученными этапами развития планеты.

О реконструкции осадочного процесса на разных этапах развития Земли

Если рассматривать осадочный процесс в масштабе всей планеты как результат преобразования исходного вещества водосборов, мобилизации его и перераспределения на площади континентов, переноса материала от эродируемых областей в конечные водоемы стока и формирования осадков на дне озер, морей и

океанов с последующими их преобразованиями, то станет очевидным, что реконструировать это грандиозное явление в целом чрезвычайно сложно. Особенно препятствуют таким реконструкциям неполнота геологической летописи, неточность стратиграфических построений и вторичные катагенно-метаморфические преобразования, необычайно сильно изменяющие петрографо-геохимические свойства первичных осадочных отложений.

В сущности, выполнить рекомендации А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1938], а также Н.М. Страхова [1938] о необходимости совместного литологического изучения водосборов и конечных водоемов стока при литологических исследованиях можно в полном объеме только для *голоцен-четвертичного времени.* В этот период литолог может глубоко исследовать строение и состав современных водосборов на континентальном блоке планеты ($149 \cdot 10^6$ км^2), минерало-геохимические особенности переноса осадочного материала в реках и закономерности образования осадков в конечных водоемах сноса, общая площадь которых оценивается в $361 \cdot 10^6$ км^2. При этом, однако, следует постоянно иметь в виду, что современный осадочный процесс весьма сильно искажается и деформируется за счет техногенной деятельности человечества, проявляющей себя в различных сферах этого явления [Вернадский, 1994].

Уже при исследовании *мезозойско-кайнозойского осадкообразования* фактическая база исследования существенно сужается. На континентах она ограничивается далеко не повсеместным распространением осадочных толщ мезозоя и кайнозоя. По расчетам Х. Блата и Р.Л. Джонса [Blatt, Jones, 1975], только 61% площади континентов занимают обнажения осадочных отложений этого возраста. Если к этому добавить литологическую характеристику мезозойско-кайнозойских толщ, вскрытых разведочными, эксплуатационными, параметрическими и опорными скважинами, то в целом можно получить более или менее удовлетворительную литолого-палеогеографическую картину строения континентального блока.

Сложнее обстоит дело с изучением морского и океанского осадочного чехла. Здесь знания литологов ограничиваются результатами глубоководного бурения, а также бурения разведочных и эксплуатационных нефтяных скважин в Мировом океане. Распределены они на площади океана крайне неравномерно и более или менее полно характеризуют шельфовые зоны, в меньшей степени – континентальный склон и очень слабо – пелагиаль.

Если условно объединить результаты глубоководного бурения по проектам DSDP и пришедшему ему на смену Joides (США) с бурением нефтяных скважин и оценить общее их количество в 12 000, то площадь Мирового океана окажется все равно очень слабо исследованной. Если все пробуренные скважины отнести к площади шельфовой зоны Мирового океана, вычисленной А.Б. Роновым с соавторами [1986], то можно получить отношение 1/1000 км^2; иначе говоря, при равномерном распределении 1 скважина приходится на 1000 км^2 площади распространения осадков. При отнесении результатов бурения к площади всего осадочного чехла Мирового океана отношение становится еще разительнее и достигает значения 1 скважина на 25 000 км^2. Несмотря на условность приведенных значений, становится очевидным, что наши представления о литологии и палеогеографии осадочного чехла Мирового океана все еще остаются удивительно фрагментарными.

Обращает на себя внимание, что в оценке мезозойско-кайнозойского осадочного процесса полностью отсутствуют фактические данные, характеризующие

деятельность агентов переноса; пути поступления материала в конечные водоемы сноса в большинстве случаев просто домысливаются.

Еще хуже выглядит обоснование глобального осадочного процесса в *палеозойское время.* Действительно, палеозойские отложения на континентальном блоке располагаются в виде отдельных островков-пятен. По Х. Блату и Р.Л. Джонсу [Blatt, Jones, 1975], в сумме они занимают всего 13% площади континентов. При этом эти отложения обычно местами сильно изменены катагенетическими процессами; для того, чтобы реконструировать их первичный осадочный облик нужно проводить специальные оценки масштабов и направленности их катагенетических преобразований [Холодов, 1994; 1997]. Разведочные, эксплуатационные и опорные скважины местами вскрывают палеозойские толщи континентов на глубине, но не вызывает сомнения, что сопоставление всех этих разрозненных данных опирается на множество допущений и интерполяций. Точности реконструкций отнюдь не способствуют пробелы в палеозойской стратиграфии, связанные со скудностью фауны и флоры в разные этапы палеозоя. Особо следует отметить, что палеозойские отложения на океанском блоке Земли до настоящего времени не установлены; это означает, что из поля зрения литологов выпадает 2/3 поверхности планеты. Нетрудно понять, что при переходе от мезозоя-кайнозоя к палеозойскому осадконакоплению мы начинаем оперировать только небольшой частью глобального осадочного процесса, причем типичность его для всего явления вызывает глубокие сомнения.

Совершенно особое место в истории Земли занимает *докембрийский осадочный процесс.* Так же как и в палеозое, докембрийские отложения встречены только в пределах континентальной части планеты. По данным Х. Блата и Р.С. Джонса [Blatt, Jones, 1975], пятна таких отложений занимают 23% площади континентов. Хотя при палеогеографических реконструкциях кроме естественных обнажений используются также и скважины, общая основа для обоснованных построений в области докембрия незначительна

Изучение докембрийских отложений разных регионов, выполненные в трудах А. Грабау, А. Дю-Тойта, Г. Штилле, Л. Каэна, С.Т. Хаутона, G. Choubert, P. Claud, P.R. Dunn, A.M. Goodwin, C.K. Leith, K. Rankama, J.W. Schopf, A.F. Trendell, а в России – А.А. Богданова, Н.М. Страхова, Л.Н. Формозовой, А.В. Сидоренко, Б.С. Соколова, М.А. Семихатова, Ч.Б. Борукаева, В.П. Маслова, А.Г. Вологдина, И.К. Крылова, Б.М. Келлера, К.О. Кратца, Л.И. Салопа, В.Е. Хаина, Н.М. Чумакова, А.В. Синицина и др., позволяет различать две группы докембрийских отложений.

Первая группа представлена докембрийскими толщами Восточно-Европейской платформы и особенно четко проявлена в пределах ее щитов – Украинского и Фенно-Скандинавского. Здесь докембрийские толщи смяты в сложную систему складок, разорваны многочисленными тектоническими нарушениями, местами чередуются с пластовыми интрузиями и изменены до самых высоких степеней регионального метаморфизма.

Ко второй группе принадлежат докембрийские отложения западной Австралии (бассейны Наллагайн, Пилбара, Йилгарн, Калгурли и др.), в которых тектонические деформации выражены значительно слабее, а степень метаморфических изменений позволяет в некоторых случаях понять специфику создавшего их осадочного процесса.

Как бы то ни было, но и в том, и в другом случае для реконструкции процессов осадкообразования в докембрии необходима большая работа по изучению

последовательности и направленности последующих метаморфических и катагенетических преобразований; такая работа, несмотря на ряд очень интересных исследований А.В. Сидоренко, О.М. Розена, А.А. Предовского, В.К. Головенка, В.З. Негруца, В.А. Мележика и других, выполненных в этом направлении все еще далека от своего завершения.

Ключевой проблемой познания генезиса докембрийских толщ является их стратиграфическое сопоставление. Как хорошо показал М.А. Семихатов [1974], это проблема комплексная и решается с помощью общегеологических методов (относительное положение докембрийских толщ по отношению к складчатости, интрузиям, литолого-палеогеографическим реперам, таким как эвапориты, тиллиты или коры выветривания и т.п.), методов абсолютной геохронологии (калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и урано-свинцовый) и методов палеонтологии (микрофоссилии, строматолиты и микрофитолиты). Однако необходимо отметить, что несмотря на значительные успехи стратиграфических исследований в области докембрия сопоставление разрозненных «пятен» докембрийских толщ на континентах во многих случаях остается спорным и уступает достижениям палеозойской стратиграфии. Таким образом, реконструкция докембрийского осадочного процесса несомненно является наиболее слабым местом в исследованиях прошлого планеты.

Все изложенное выше позволяет, как нам кажется, выделить в истории осадкообразования Земли четыре этапа, различающиеся разной доказательной базой: 1) докембрийский; 2) палеозойский; 3) мезозойско-кайнозойский; 4) современный или голоцен-четвертичный. По мере движения от более древнего к более молодому этапу осадочный процесс реконструируется все яснее и достовернее. Необходимо также отметить, что неполнота геологической летописи в наиболее древние периоды эволюции настолько велика, что это ставит под сомнение единые количественные оценки эволюционных явлений. Во всяком случае, представительность и воспроизводимость геохимических характеристик докембрия и палеозоя с одной стороны и мезозой-кайнозоя – с другой вызывает глубокие и обоснованные сомнения.

О необратимости и периодичности эволюции Земли

Эволюции геологических процессов в истории Земли были посвящены труды И.В. Мушкетова, Н.М. Страхова, В.А. Варсонофьевой, А.Д. Архангельского, В.И. Вернадского, Л.В. Пустовалова, Н.С. Шатского, А.П. Виноградова, А.Л. Яншина, В.М. Гольдшмидта, М.Г. Валяшко, К.В. Боголепова, Б. Уиндли, К. Конди, Б. Мейсона, Р. Гаррелса и Ф. Маккензи, Х. Холленда, В.Е. Хаина и многих других выдающихся ученых.

В течение длительного времени геологи старались подчеркнуть *стабильность* геологических процессов, искали сходство между современными и древними геологическими явлениями, пытались сосредоточить внимание на униформизме в развитии Земли. Однако уже в середине XX века многие геологи поняли, что этого недостаточно; в работах Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова, А.П. Виноградова, А.Л. Яншина было показано, что геологические процессы на нашей планете развиваются необратимо и направленно, и каждый последующий этап развития Земли отличается от предыдущего. Так, например, исследующие эволюцию магматиче-

ских и тектонических процессов Земли О.А. Богатиков с соавторами [1980], а также О.А. Богатиков и В.И. Коваленко [1993] показали, что в ее истории четко выделяются следующие стадии: 1) лунная (>3,8 млрд лет); 2) нуклеарная (2,5–3,8 млрд лет); 3) кратонная (1,5-2,8 млрд лет); 4) континентально-океанская (<1,5 млрд лет).

Близкую периодизацию геологических событий предложил А.Н. Казаков [1990]; его схема эволюции Земли в архейское, докембрийское и фанерозойское время изображена на рис. 17.3. Очевидно, что вслед за эпохой Великого метаморфизма, по представлениям этого исследователя, следуют эпохи формирования зеленокаменных поясов (2,8–3,3 млрд лет), формирование кратонов и интракратонных бассейнов (1,5–2,8 млрд лет), эпоха сосуществования платформ и геосинклиналей (0,25–1,5 млрд лет) и эпоха существования современных океанов и континентов (0,25–0 млрд лет).

Как бы то ни было, но очевидно одно: геологические процессы развивались необратимо, и каждая страница истории Земли отличается особенностями тектонического строения и спецификой магматизма. Само собой разумеется, что развитие осадочного процесса во времени, по-существу, отражало изменение геологической среды. Поэтому среди древних осадочных образований мы встречаем группу пород и руд, типичных только для древнейших отложений; таковы, например, железистые кварциты (джеспиллиты), яшмы, пластовые доломиты, пеллетовые фосфориты, тогда как среди наиболее молодых осадочных образований широко распространены угли и угленосные толщи, красноцветы, морские оолитовые железные руды, бокситы, эвапориты и соли, опоки, трепела, писчий мел и желваковые фосфориты. Это несомненно подтверждает направленность и необратимость осадочного процесса во времени, неповторимость геологических явлений.

На общем фоне направленного развития осадочного процесса довольно резко и определенно проявляется повторяемость геологических событий и, прежде всего, его *периодичность*.

Еще в работе Л.В. Пустовалова [1940] было показано, что периодичность осадочного процесса определяется явлениями орогенеза или горообразования. Периоды обострения горообразовательных движений или эпохи «геологических революций», по Л.В. Пустовалову, являются «спусковым крючком» для развертывания и обновления осадочного процесса. При этом автор подчеркивал три особенности эпох горообразования: 1) возникновение мощных хребтов и общий подъем континентов в эпохи орогенеза создают значительную разницу в высотных отметках между водосборами и конечными водоемами стока, что усиливает мобилизацию, перенос и отложение осадочного материала; 2) горообразование всегда сопровождается интенсивным выносом на дневную поверхность новых порций ювенильного материала магматогенного и вулканического происхождения; его участие в осадочных процессах придает новый геологический оттенок каждой посторогенной эпохе; 3) за каждой эпохой орогенеза следует период осадкообразования, в ходе которого более или менее реализуется схема осадочной дифференциации вещества.

Вслед за М.М. Тетяевым [1934] в фанерозойской истории Земли Л.В. Пустовалов выделял три главных орогенические эпохи: 1) каледонскую – на границе силура и девона; 2) герцинскую или варисцийскую – в конце палеозоя; 3) альпийскую – в конце третичного времени. В соответствии с ними фанерозойский осадочный процесс распадался на три принципиально сходных между собой периода осадкообразования.

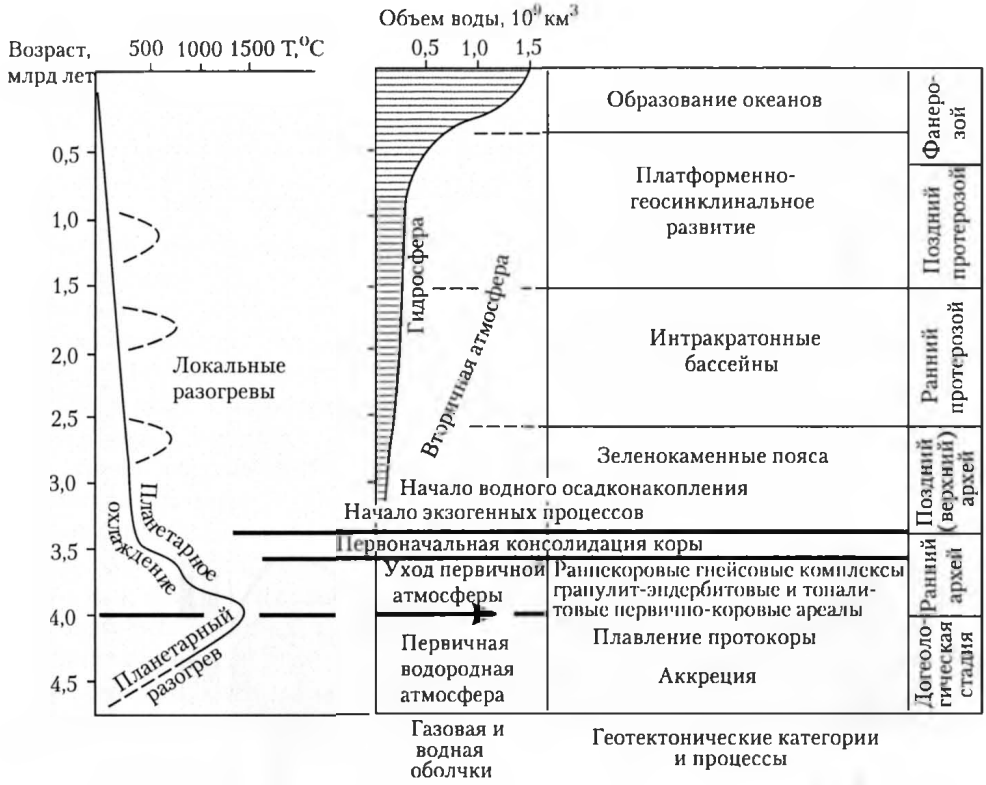


Рис. 17.3. Эволюция коры и газоводной оболочки Земли [Казаков, 1990]

С совершенно иных позиций подошел к проблеме периодичности осадочного процесса Н.М. Страхов; его фактической опорой являлись историко-геологический и палеогеографический анализы, результаты которых были изложены в ряде статей и монографий [Страхов, 1932а,б; 1937; 1947; 1948; 1949; 1960; 1963], а идейным обоснованием – работы выдающегося немецкого тектониста Г. Штилле [Stille, 1924; Штилле, 1968]. Последний на огромном фактическом материале показал тесную связь орогенных движений с эпейрогеническими колебаниями, установил многостадийность «революционных эпох», распадающихся на ряд орогенических фаз, и используя угловые несогласия внутри осадочных отложений создал целую систему орогенических и эпейрогенических фаз, усложняющих представление об эпохах орогенеза (канон Штилле).

С позиций тектоники и палеогеографии крупные тектонические этапы фанерозойской истории Земли можно охарактеризовать так: 1) каледонский – включающий кембрий, ордовик и силур; 2) герцинский – охватывающий девон, карбон и пермь; 3) альпийский – включающий триас, юру, мел, палеоген и неоген.

В такой трактовке на первый план выходит не периодичность орогенических движений, а периодичность глобальных трансгрессий и регрессий. Общая схема периодичности осадочных явлений, по Н.М. Страхову [1949], приводится на рис. 17.4.

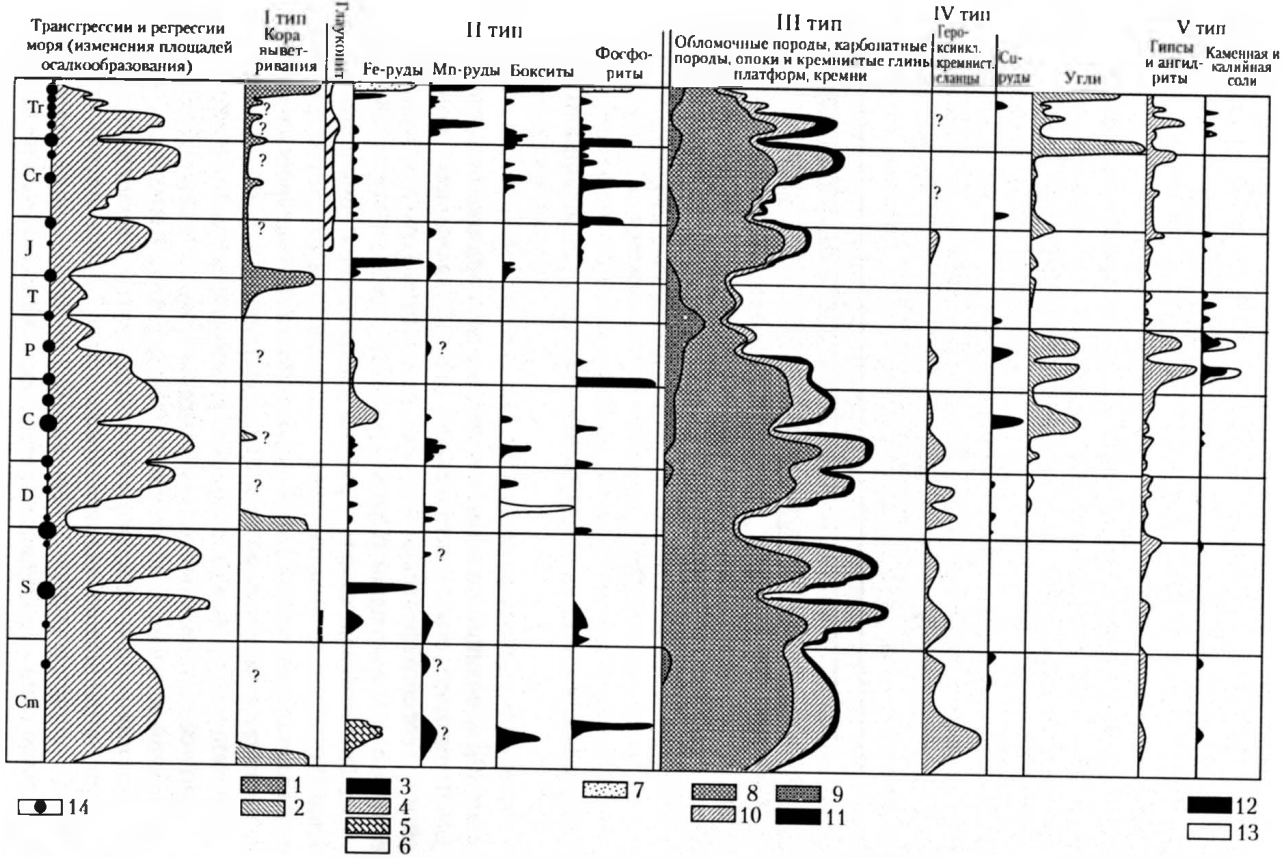


Рис. 17.4. Эпейрограмма и стратиграфическое размещение основных типов осадочных пород и руд на площади современных континентов [Страхов, 1949]

1 – достоверное выветривание; 2 – предполагаемое выветривание; 3 – гематит-шамозитовые руды; 4 – сидеритовые руды; 5 – джеспилитовые руды; 6 – руды коры выветривания; 7 – гуано; 8 – морские обломочные породы; 9 – континентальные обломочные породы; 10 – известняки; 11 – кремни, опоки; 12 – каменная соль; 13 – калийные соли; 14 – фазы складкообразования

Нетрудно увидеть, что на протяжении фанерозоя континентальный блок испытывал воздействие 12–13 крупных морских трансгрессий, длительность которых можно оценить в 20–35 млн лет; они разделены регрессиями, которые чаще всего хронологически совпадают с крупными фазами орогенеза. В каледонском этапе различаются всего три крупные волны трансгрессий, в герцинском – четыре–пять и столько же в альпийском. В последовательности трансгрессий–регрессий внутри каледонского, герцинского и альпийского циклов много сходного, хотя, конечно, полного тождества не обнаруживается.

Н.М. Страхов подчеркивает, что трансгрессивное расширение ареала осадконакопления особенно резко протекает на платформах, где рельеф создает идеальные условия для захвата больших площадей. Геосинклинали, наоборот, отличаются сложным рельефом и это стабилизирует распространение вод палеоморей на площади.

Среди всего многообразия осадочных и вулканогенно-осадочных пород и руд Н.М. Страхов предложил выделить пять динамических осадочных комплексов, т.е. групп образований, которые по-разному участвуют в трансгрессивно-регрессивном цикле: 1) кора выветривания и связанные с ней бокситы, железные и марганцевые руды; 2) трансгрессивный комплекс, включающий терригенные образования (конгломераты, пески, алевролиты), бокситы, железные и марганцевые руды, фосфориты, глаукониты; 3) породы, отвечающие стабильным условиям седиментации, к которым принадлежат карбонатные и кремнистые породы, горючие сланцы, глины и алевролиты; 4) эффузивно-осадочный геосинклинальный комплекс, к которому принадлежат эффузивные образования, кремнистые и железо-марганцевые породы; 5) регрессивный комплекс, представленный терригенными породами, углями, каменной и калийной солью, гипсом.

В общем виде – утверждал Н.М. Страхов – орогенез и эпейрогенические поднятия водосборов сопровождаются эрозией горных сооружений, их пенепленизацией и формированием кор выветривания. Последующее опускание в области водосбора и развивающаяся трансгрессия палеоморей наследует от предшествующей стадии огромное количество терригенных образований, а также бокситы, железные и марганцевые руды, которые локализуются в карманах и неровностях размывов. Последующая стабилизация положения береговой линии и тектонических движений приводит к существенному сокращению поступления в палеобассейн терригенных разбавителей, и это, в свою очередь, стимулирует осаждение биогенных карбонатов, кремнистых осадков и органогенного вещества – типичных образований самих палеоморей. Следующий этап усиления поднятий в области питающей области вновь увеличивает подачу терригенного материала в палеоводоем и приводит к разбавлению биогенных осадков; эти скопления исчезают из разрезов, а их место занимают массы песков, алевролитов и глин. Развивающееся отступление моря стимулирует формирование заливов, лагун и прибрежных болот, в которых осуществляется осаждение гипса и солей или формируются массы торфяников и углей.

В ряде последующих работ Н.М. Страхова [1960; 1963] было показано, что реальные ряды динамических комплексов в значительной мере зависят от климата и типа литогенеза. Действительно, в условиях гумидного климата широкое распространение получают коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые (россыпи, бокситы, железные и марганцевые руды), а также угленосные комплексы. В аридных зонах терригенная часть комплекса представлена

преимущественно терригенно-красноцветными карбонатными формациями, а в регрессивной стадии образуются гипсы, доломиты, соли и прочие эвапоритовые образования. В области развития ледового климата преобладает переотложенный материал морен – тиллиты, диамиктиты, миктиты, параконгломераты, слоистые ленточные глины и песчаники, а в морских условиях – диамиктон ледового разноса. Весьма существенно трансформируются динамические комплексы в обстановках платформенного и геосинклинального режима.

Более подробно проблемы связи трансгрессий и регрессий на континентальном блоке планеты и закономерностей распространения осадочных пород и руд были рассмотрены нами в соответствующей статье [Холодов, 2002]; здесь же следует подчеркнуть, что несмотря на некоторые несоответствия между эпейрограммой и распределением разнотипных осадочных образований во времени, периодичность осадочного процесса, отраженная на рис. 17.4, выступает довольно определенно.

В заключение данного раздела следует подчеркнуть, что, несмотря на сложные генетические связи между эпохами диастрофизма и осадочным процессом, при литолого-палеогеографических построениях следует иметь в виду, что в интервале 4,0 млрд лет, от эпохи Великого метаморфизма и до квартера, в истории Земли выделяются следующие эпохи тектономагматической активности [Хаин, 1971; Семихатов, 1974]:

1. Белозерская – 3350–3650 млн лет
2. Позднеархейская (кеноренская, беломорская) – 2400–2600 млн лет
3. Балтийская (свекофенская) – 1900–2100 млн лет
4. Карельская – 1600–1800 млн лет
5. Эльсонская (медвежегорская) – 1300–1410 млн лет
6. Гренвильская – 900–1100 млн лет
7. Байкальская – 700–900 млн лет
8. Каледонская (таконская, позднекаледонская, акадская фазы) – 400–450 млн лет
9. Герцинская (судетская, заальская фазы) – 230–350 млн лет
10. Альпийская (киммерийская, австрийская, дунайская, кавказская фазы) – 0,5–95 млн лет

Обращает также на себя внимание, что глобальный анализ тектонических наблюдений, выполненный В.Е. Хаиным привел этого исследователя к следующему выводу: «...в тектонической истории Земли наблюдается все возрастающая дифференцированность тектонического развития с распадом более крупных циклов (мегациклов) на более мелкие. Этому нарастанию дифференцированности во времени соответствуют и нарастания дифференцированности в пространстве – разделение крупных тектонических блоков на более мелкие и все возрастающая самостоятельность их движений; отсюда относительная легкость широких стратиграфических и тектонических корреляций в пределах докембрия и, отчасти, палеозоя и все нарастающая трудность по мере приближения к современности. С усилением дифференцированности коры следует связывать и увеличение отступлений от планетарной синхронности ритма тектонических движений, все больший «разброс» тектонических фаз в пределах одной и той же эпохи диастрофизма и эпох тектоно-магматической активности ...» [Хаин, 1971, с. 37].

Думается, что в этом выводе содержится обоснование и необратимости, и периодичности развития осадочного процесса.

Эволюция внешних геосфер Земли и осадочный процесс

В предыдущих разделах этой главы мы уже отмечали, что неполнота геологической летописи и особенности геологического строения нашей планеты не позволяют с одинаковой достоверностью реконструировать всю историю глобального осадочного процесса; геохимические характеристики докембрийского, палеозойского, мезозойско-кайнозойского и современного этапов построены на разной фактической базе и объединяются в единую картину условно.

Общую схему эволюции глобального осадочного процесса на протяжении докембрийской и фанерозойской истории Земли существенно дополняют данные о истории развития атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы – тех оболочек, которые не только являются средой для гипергенного осадкообразования, но и активными участниками этого процесса.

К проблеме эволюции атмосферы

Проблема эволюции атмосферы была рассмотрена в ряде работ В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Х. Холленда, Б. Мейсона, А.И. Тугаринова, а также H.E. Suess, J.H. Poole, W.W. Rubey, F.E. Wickman, L.J. Spitzer, H. Brown, K.K. Turekjan, O.H. Abelson, J.C. Walker, M.A. Arthur и др. Было установлено, что образование первичной атмосферы определялось интенсивностью аккреции космического материала, а в составе ее преобладал водород, CO_2, CO, H_2O, HCl, CH_4, NH_3 и другие космогенные компоненты.

Резкое падение содержаний ряда газообразных компонентов на рубеже эпохи Великого метаморфизма (~4,0 млрд лет) было обусловлено двумя разными процессами: 1) взаимодействием компонентов с силикатным материалом эффузивов; 2) диссипацией или удалением ряда компонентов за пределы земного притяжения.

В эпоху гранитизации и палингенеза коры начала формироваться вторичная атмосфера. Она возникла, по-видимому, за счет дегазации силикатного расплава и, как указывал А.П. Виноградов [1959; 1964], содержала типичные компоненты хондритов (силикатных метеоритов) – CH_4, CO_2, CO, N_2, NH_3, H_2O, H_2, O_2, HF, HCl, HBr, HJ, S, H_2S, SO_4, а также Se и H_2Se, Te и H_2Te и инертные газы – Ne, Ar, Kr, Xe. При этом характерной являлась резко восстановительная обстановка среды и преобладание газообразных соединений углерода. Нельзя также не отметить, что подавляющая масса газов имела вулканогенное происхождение, и только небольшая их часть возникла радиогенно, за счет распада радиоактивных изотопов.

На протяжении 4,0 млрд лет докембрийской и фанерозойской истории Земли атмосфера отчетливо трансформировала свой состав. Следует напомнить, что в составе современной атмосферы за вычетом паров воды содержится 75,5% азота, 23,01% кислорода, 1,28% аргона, 0,04% углекислого газа, 0,0012% неона, 0,0003% криптона, 0,00007% гелия, 0,00004% ксенона. Вблизи от дневной поверхности Земли температура воздуха испытывает сезонные колебания, тогда как на границе со стратисферой (15–20 км) она падает до –40 или –50°С.

Превращение докембрийской атмосферы в современную совершалось в течение длительного времени, причем наибольшую роль в этом процессе сыграла деятельность растительности. Как это более подробно было показано в главе 9, фотосинтез, осуществляемый вначале бактериально-водорослевыми сообществами и фитопланктоном в конечных водоемах стока, а затем при участии и под

контролем наземной растительности континентов, способствовал появлению и распространению свободного кислорода по схеме:

$$CO_2+H_2O+\text{энергия} \xrightarrow{\text{хлорофилл}} [CH_2O]+O_2.$$

Возникновение и влияние свободного кислорода прежде всего сказывалось на компонентном составе атмосферы. Как показал А.П. Виноградов [1964] избыточный кислород постепенно окислял аммиак (NH_3) до свободного азота (N_2), метан (CH_4^-) до углекислоты (CO_2) и окиси углерода (CO), серу (S) и сероводород (H_2S^-) до сульфатов (SO^{-2}_4). Перерождение атмосферы под влиянием фотосинтеза и возникновение свободного кислорода существенно меняло ее взаимодействие с твердыми оболочками Земли; постепенно на первый план выходили реакции окисления Fe^{+2} до Fe^{+3}, процессы возникновения и захоронения карбонатов и др.

Благодаря работам геохимиков-изотопистов [Виноградов и др., 1976; Schidlowski, 1981; Хаттори и др., 1985; Холленд, 1989] стало очевидным, что становление кислородной атмосферы на Земле связано с рубежом в 2,2 млрд лет; начиная с этого периода количество O_2 в атмосфере быстро приближалось к современному.

Особое место в составе современной и древней атмосферы занимает поведение углекислоты; как показано в работе [Будыко и др., 1985] углекислота наряду с кислородом активно участвует в эволюции древней атмосферы и, входя в цикл углерода, связывает атмосферу с биомассой растительности и процессами карбонатообразования.

Как показали расчеты В.М. Гольдшмидта [Goldschmidt, 1933], А.П. Виноградова [1944] и В. Руби [Rubey, 1951; 1955], суммарное количество углекислоты в современной атмосфере, гидросфере, биосфере и стратисфере значительно превышает то ее количество, которое могло бы образоваться за счет простого выветривания материнских кристаллических пород Земли. Такой дисбаланс углекислоты приводит к мысли о том, что ее первичное включение в осадочный цикл в значительной мере обусловлено эндогенным происхождением этого газа и связано с дегазацией мантии, а также с процессами катагенеза и метаморфизма осадочных, эффузивных и магматических пород. Этот процесс, по-видимому, протекает и в настоящее время, так как в составе современных высокотемпературных гидротерм Мирового океана диоксид углерода обычно количественно преобладает над HCl, Cl_2, H_2S, H_2, He, CH_4 и CO. При этом его концентрация в термальных растворах достигает величины 252 мг/л, что в 100, а в ряде случаев в 1200 раз превышает его среднее содержание в морской воде.

Можно думать, что интенсивность дегазации и поступления CO_2 в воды Мирового океана тесно связана с интенсивностью вулканического процесса. Поэтому особый интерес представляет попытка А.Б. Ронова [1993] оценить распространение эффузивных пород в разные периоды фанерозоя. Следует подчеркнуть, что при этих исследованиях вулканические породы были по составу подразделены на основные (базальты, спилиты, диабазы, пикриты, основные порфириты и их пирокластические аналоги), средние (андезиты, дациты, трахиандезиты и их туфы) и кислые (риолиты, кислые порфиры, игнимбриты и их туфы), а их распространение на континентах, на шельфах, материковых склонах и в пределах 1-го сейсмического слоя океанов оценивалось по картам и мощностям литологических формаций континентов и океанов.

Результаты представлены в табл. 79, где охарактеризована эволюция общей массы эффузивов на протяжении истории фанерозоя. Можно, по-видимому, думать,

Таблица 79. Закономерности стратиграфического распределения вулканогенных пород и масс углерода на континентах и в океане [Ронов, 1993]

Возраст, млн лет	Стратиграфический интервал	Масса эффузивов, 10^{20} г		Масса $C_{орг}$ в карбонатах, 10^{20} г		Масса рассеянного $C_{орг}$ в основных породах, 10^{20} г	
		В породах интервала	Средняя	В породах интервала	Средняя	В породах интервала	Средняя
5,3–1,8	Плиоцен	22,1	38,8	1,4	4,75	1,0	2,05
23,0–5,3	Миоцен	55,4		8,1		3,1	
34–23	Олигоцен	20,4	40,9	2,6	8,57	2,0	2,33
55–34	Эоцен	77,8		18,5		4,0	
65–55	Палеоцен	24,6		4,6		1,0	
97–65	Верхний мел	220,6	217,7	40,6	36,15	6,2	6,4
145–97	Нижний мел	214,8		39,7		7,4	
157–145	Верхняя юра	75,3	70,6	20,4	14,0	4,9	3,97
178–157	Средняя юра	82,0		12,0		4,4	
200–178	Нижняя юра	54,6		9,6		2,6	
241–200	Верхний триас	82,6	63,4	18,9	13,1	1,8	1,0
246–241	Средний триас	45,4		11,2		0,5	
251–246	Нижний триас	62,2		9,2		0,7	
264–251	Верхняя пермь	63,8	78,9	12,2	13,0	0,7	1,3
295–264	Нижняя пермь	94,1		13,8		1,9	
342–295	Верх + сред. карбон	80,9	97,0	27,2	22,2	3,5	4,4
360–342	Нижний карбон	113,1		17,2		5,3	
382–360	Верхний девон	56,6	78,5	18,6	11,36	3,7	2,23
392–382	Средний девон	85,4		14,4		2,3	
418–392	Нижний девон	93,5		1,09		0,7	
424–418	Верхний силур	50,7	63,7	7,4	9,65	0,8	0,9
443–424	Нижний силур	76,7		11,9		1,0	
449–443	Верхний ордовик	77,8	116,0	11,5	15,43	1,7	2,43
473–449	Средний ордовик	183,4		18,1		3,5	
490–473	Нижний ордовик	86,8		16,7		2,1	
500–490	Верхний кембрий	50,4	83,3	13,4	12,86	0,6	1,17
509–500	Средний кембрий	102,5		14,4		1,2	
535–509	Нижний кембрий	97,2		10,8		1,7	

что приведенные цифры отражают также интенсивность поступления двуокиси углерода в верхние оболочки Земли в разные периоды геологической истории планеты.

Общеизвестно также, что поступление CO_2 и его накопление в атмосфере Земли отражалось в размерах биомассы растительности, а это, в свою очередь, приводило к накоплению в осадочных толщах рассеянного органического вещества, а также к образованию промышленных скоплений органики – углей, нефти и черных сланцев. Более того, избыток CO_2 в атмосфере, по-видимому, отражался в субсинхронном накоплении масс карбонатных осадков в морях и других конечных водоемах стока.

Исходя из этих чисто теоретических предпосылок, А.Б. Ронов [1993] наряду с эффузивами большое внимание уделил поведению карбонатного углерода и углерода, рассеянного в осадочных отложениях стратисферы. Распространение углерода было подсчитано на основе 13 000 анализов глин и сланцев, 3 000 анализов песчаников и 5 000 анализов карбонатных пород; поведение $C_{орг}$, рассеянного в породах и сконцентрированного в виде карбонатов показано в табл. 79.

Если цифры, приведенные в таблице 79, облечь в графическую форму, то можно получить диаграммы, изображенные на рис. 17.5. Все три диаграммы удивительно похожи друг на друга, и на них очень рельефно выделяются меловой, карбоновый и ордовический максимумы. По-видимому, они соответствуют эпохам интенсивной вулканической деятельности, концентрации CO_2 в атмосфере и водах Мирового океана и уравновешивающим их буферным процессам усиленного захоронения органического вещества и преимущественно биогенного осаждения карбонатных осадков.

В целом, данные, приведенные на рис. 17.5, подтверждают активное участие атмосферы в процессах глобального осадкообразования и могут рассматриваться как хороший пример фазовой дифференциации вещества в зоне гипергенеза.

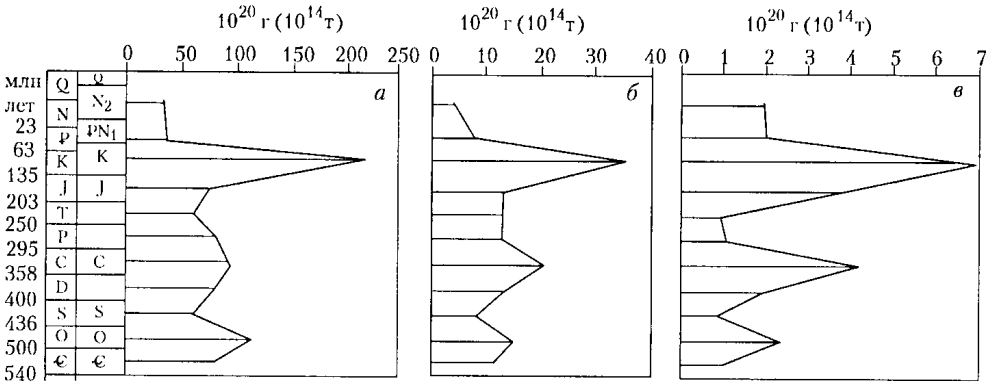


Рис. 17.5. Соотношение распределения масс вулканических пород континентов (*а*), углерода карбонатных пород (*б*) и остаточного органического углерода стратисферы (*в*) [Ронов, 1993]

Объем современной гидросферы очень трудно поддается учету, поскольку вода в зоне гипергенеза находится в непрерывном движении; тем не менее общую массу воды в реках, озерах, морях и океанах В.И. Вернадский [1933] оценивал в 1370 млн км^3 или в $1{,}37 \cdot 10^{24}$ г. Позднее, благодаря работам K. Kalle, M.K. Horn, G.E. Hutchinson, P. Гаррелса и Ф. Макензи, эта цифра была дополнена за счет поровых осадков, льдов, воды в атмосфере и достигла значения $1{,}72 \cdot 10^{24}$ г. В данной работе мы будем ориентироваться на величину $1{,}34–1{,}37 \cdot 10^{24}$ г, считая ее наиболее достоверной.

Значительное количество воды заключено в твердых оболочках Земли. В верхней части земной коры распространены гравитационные воды, ниже располагается область химически и физически связанной воды. В связи с ростом давлений и температуры на глубине свыше 30 км существование воды становится невозможным; она распадается на водород и кислород.

Попытки рассчитать количество воды в земной коре делались неоднократно. Можно назвать исследования В. Руби, Г. Хесса, А.П. Виноградова, А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, Е.С. Гавриленко и В.Д. Дерпгольца, В.А. Ильина, В.И. Кононова и Б.Г. Поляка, А.Н. Павлова и многих других.

Общее количество природных вод и соотношение между различными их формами в осадочной, «гранитной» и «базальтовой» оболочках земной коры было подсчитано в работах П.П. Тимофеева, В.Н. Холодова и В.П. Зверева [1985; 1986а,б]; эти оценки в значительной мере опирались на основополагающие подсчеты, выполненные А.Б. Роновым и его коллегами [Ронов, 1980; 1981; Ронов, Ярошевский, 1967; Ронов и др., 1986] и обобщены в таблице 80.

Приведенные данные получены на основании оценки объемов отдельных оболочек земной коры, содержания в них химически связанной воды, изменения пористости с глубиной и ее значений для различных типов горных пород платформенных и геосинклинальных областей осадочной оболочки континентального и субконтинентального блоков земной коры, а также ее «гранитной» и «базальтовой» оболочек.

Из данных таблицы 80 следует, что в *современной* осадочной, гранитной и базальтовой оболочках заключена почти половина ($0{,}7–0{,}8 \cdot 10^{24}$ г) массы воды морей и океанов ($1{,}37 \cdot 10^{24}$ г). Поскольку между свободной водой в морях и океанах и водой, заключенной в твердых оболочках Земли, существует непрерывный и, как показывают расчеты, весьма интенсивный обмен, извлечение части воды с дневной поверхности вследствие развития процессов осадкообразования, гранитизации и преобразований базальтов осуществлялось во все времена геологической истории Земли; оно особенно усиливалось в эпохи, когда на Земле господствовали первозданные базальты, граниты, габбро-анортозитовые массивы и осуществлялось глобальное осадкообразование. Эту статью расхода «свободной» воды следует всегда принимать во внимание при исследовании эволюции гидросферы.

Самостоятельную и важную проблему представляет происхождение воды на Земле; она обсуждалась в работах многих исследователей (Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Д.Г. Панова, К.К. Маркова, В.В. Белоусова, А.Б. Ронова, В.Е. Хаина, В.В. Руби, Е. Конвея, Х. Холленда и др.). Стало очевидным, что формирование современной массы воды на Земле невозможно объяснить без привлечения количественных данных.

Таблица 80. Количество воды в земной коре

Тип коры	Слой (оболочка)	Масса воды, 10^{23} г		
		Химически связанной	Свободной и физически связанной	Суммарная
Континентальный	Осадочный $\frac{\text{Платформы}}{\text{Геосинклинали}}$	$\frac{0,17}{0,39}0,56$	$\frac{0,48}{0,33}0,81$	$\frac{0,65}{0,72}1,37$
	«Гранитный»	0,99	0,38	1,37
	«Базальтовый»	1,31	0,43	1,74
	В целом	2,86	1,62	4,48
Субконтинентальный	Осадочный	0,11	0,35	0,46
	«Гранитный»	0,21	0,08	0,29
	«Базальтовый»	0,35	0,11	0,46
	В целом	0,67	0,54	1,21
Океанический	Осадочный, I	0,09	0,56	0,65
	Вулканогенно-осадочный, II	0,21	0,35	0,56
	Базальтовый, III	0,34–1,47	0,07	0,41–1,54
	В целом	0,64–1,77	0,98	1,62–2,75
Земная кора в целом	Осадочный	0,97	2,07	3,04
	«Гранитный»	1,20	0,46	1,66
	«Базальтовый»	2,00–2,13	0,61	2,61–3,74
	В целом	4,17–5,30	3,14	7,31–8,44

В соответствии с приведенными выше расчетами, масса поверхностных вод составляет $1,37 \cdot 10^{24}$ г, а в породах литосферы заключено $0,7 \cdot 10^{24}$ г; следовательно, общая масса свободной и связанной воды равна $2,1 \cdot 10^{24}$ г.

Количество воды в мантии А.П. Виноградов [1959], опираясь на геохимические исследования хондритов (каменных метеоритов), оценил в $2 \cdot 10^{26}$ г; это означает, что вся вода, находящаяся вне мантии, составляет лишь 1% от ее массы, заключенной в мантийной оболочке.

Это решает задачу происхождения воды – она, несомненно, выделилась из мантии в результате дегазации и является результатом эволюционных преобразований глубинных сфер. Открытым остается вопрос – как, когда и с какой интенсивностью происходила дегазация?

Обычно рассматриваются четыре гипотезы формирования гидросферы.

1. Очень ранняя аккумуляция воды за счет интенсивной дегазации на начальном этапе геологической истории – этого взгляда придерживались А.П. Виноградов, А.Б. Ронов, Р. Гаррелс, Ф. Маккензи и др.

2. Равномерное и постепенное наращивание количества воды в гидросфере, когда дегазация идет с практически постоянной скоростью – эта точка зрения была выдвинута В.В. Руби.

3. Существует также взгляд, что интенсивное накопление воды в гидросфере произошло лишь на последнем этапе развития земной коры, т.е. оно было связано с глобальным рифтогенезом, до которого накопление воды шло крайне медленно.

4. Поступление воды из мантии происходит по более сложным зависимостям, связанным с серпентинизацией мантийных пород и другими процессами [Сорохтин, 1974; Монин, Сорохтин, 1984; Шопф, 1982].

Оставляя в стороне более полный анализ проблемы [Тимофеев, Холодов, 1984; Тимофеев и др., 1988] необходимр подчеркнуть, что в последнее время наибольшее геохимическое обоснование получает гипотеза В.В. Руби. Прежде всего этот исследователь показал, что анионы Cl, B, Br и S присутствуют в морской воде в избыточном количестве, им сильно уступают концентрации катионов поэтому объяснить их накопление с помощью простого выветривания суши невозможно. Накопление избыточных анионов возможно только в результате длительной дегазации недр Земли [Rubey, 1951].

Сходные результаты получаются, если рассматривать современные представления о механизме дегазации мантии. В настоящее время в этом направлении конкурируют три модели: 1) независимые от магм восходящие потоки летучих, источники которых связаны с верхней мантией [Летников и др., 1977; Летников, 1980], 2) внедрение в земную кору магм, содержащих летучие компоненты, выделяющиеся по мере снижения давления [Рябчиков, 1985] и 3) сквозьмагматические потоки, в которых мантийные флюиды перемещаются к земной поверхности по восстающим магматическим колонкам [Коржинский, 1962; Зотов, Жуков, 1985].

Во всех случаях большинство исследователей разделяют точку зрения В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, П.Н. Кропоткина, Л.И. Когарко, Ф.А. Летникова, А.А. Маракушева, Л.Л. Перчука и других о *восстановительном* характере флюидов, мигрирующих в земную кору из верхней мантии. По представлениям А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука [1974], источниками флюидов могут служить не только гидриды [Ларин, 1980], но и окислы, нитриты, сульфиды и другие соединения щелочных металлов с газовыми компонентами. Миграция мантийного флюида, представленного в основном восстановленными газами, к поверхности Земли сопровождается их окислением.

Окисление водорода, который по сравнению с другими компонентами флюида обладает аномально высокой подвижностью и опережает основной поток флюидов [Летников и др., 1977] происходит по схеме: H_2 + силикат$\rightarrow H_2O$ + силикат, т.е. приводит к синтезу воды. В ходе этого процесса происходит образование водосодержащих силикатов, амфиболов и слюд, масштабы которого контролируются количеством поступающего водорода. С этим может быть связано возникновение мощных зон биотит–мусковит–кварцевых метасоматитов.

Большую роль в окислении мантийных флюидов играет их взаимодействие с минеральным веществом горных пород, содержащих элементы переменной валентности. Ф.А. Летников, И.К. Карпов и их соавторы [1977], в частности, выделяют реакции окисления метана при взаимодействии с окислами металлов: $4MeO+CH_4\rightarrow Me+CO_2+H_2O$ или водорода при взаимодействии с магнетитом: $Fe_3O_4+H_2\rightarrow 3FeO+H_2O$.

Таким образом, целый ряд реакций взаимодействия восстановленного мантийного флюида с породой протекает с образованием воды. Из всего вышесказанного можно также заключить, что процессы окисления мантийных флюидов являются главным механизмом, ответственным за образование гидросферы.

Между тем, как было показано в предыдущем разделе, на протяжении значительной части докембрия, от эпохи Великого метаморфизма и вплоть до рубежа 2,2 млрд лет, на нашей планете господствовали восстановительные обстановки, а атмосфера была практически лишена свободного кислорода. Это, конечно, не значит, что мантийная дегазация не сопровождалась образованием воды – этот процесс шел за счет окислов пород мантии и коры, но был подавлен развитием бескислородной атмосферы.

По мере усиления деятельности биоса и становления кислородной атмосферы количество поступающей из мантии воды должно было возрастать. В настоящее время количество воды ювенильного происхождения, поступающей в верхнюю часть литосферы, разные исследователи оценивают по-разному; минимальная цифра составляет $0{,}5 \cdot 10^{14}$ г/год [Рябчиков, 1985], а максимальная – $0{,}5 \cdot 10^{15}$ г/год [White, 1970; Файф и др., 1981]. Любопытно, что при максимальном поступлении вод в зону гипергенеза создание современной гидросферы потребует примерно 3 млрд лет. Следует, однако, иметь в виду приблизительность приведенных значений.

Исследования геохимиков-изотопистов (Х.П. Тейлора, T. Staudacher, C.J. Allegre, В.И. Ферронского, В.А. Полякова, P.A. Rona, И.Н. Толстихина, А.Б. Верховского и др.) не внесли принципиальных изменений в проблему эволюции гидросферы. Однако Ф.А. Летников с соавторами [1985], исследовавшие состав газовожидких включений в породах разного возраста, на большом фактическом материале (>20 000 проб) оценили развитие дегазации Земли во времени. Они пришли к выводу, что на ранних этапах этого процесса преобладал вынос углерода и инертных газов. Выделение воды в это время, судя по содержанию ее в атмосфере Венеры [Барсуков, 1985], было небольшим. Лишь на рубеже архея и протерозоя началось более интенсивное поступление воды, связанное с окислением мантийного флюида при взаимодействии его с горными породами и атмосферой, продолжающееся до настоящего времени.

Общая, предполагаемая, схема развития гидросферы во времени приведена на рис. 17.6. На рис. 17.6*а* показана общая кривая поступления мантийной воды в зону осадкообразования (4), а также расход поступающей воды на процессы серпентинизации базальтов (1), последующее глобальное гранитообразование (2) и формирование осадочных отложений стратисферы (3); величины расхода соотнесены с результатами подсчетов количества воды в базальтах, гранитах и стратисфере, выполненных А.Б. Роновым [1993] и В.П. Зверевым [Тимофеев и др., 1988].

Само собой разумеется, что количество свободной воды на поверхности будет соответствовать разности между ее приходом и расходом. Эта величина в чистом виде приводится на рис. 17.6*б*. Очевидно, что главный рост объема свободной воды приходится на верхний протерозой и фанерозой.

Следует также подчеркнуть, что кривая изменения объема гидросферы отражает лишь тенденции в этом процессе. Реальная картина должна быть сложнее, поскольку усиление поступления газов происходит в эпохи орогенеза, а падение – в периоды пенепленизации гор. Предполагаемые отклонения, связанные с тектоническими процессами, показаны на рис. 17.6*б* пунктиром.

Эволюция рельефа и бассейнов седиментации

Анализируя многочисленные и разномасштабные палеогеографические карты мира, а также палеогеографические карты отдельных регионов, нетрудно придти

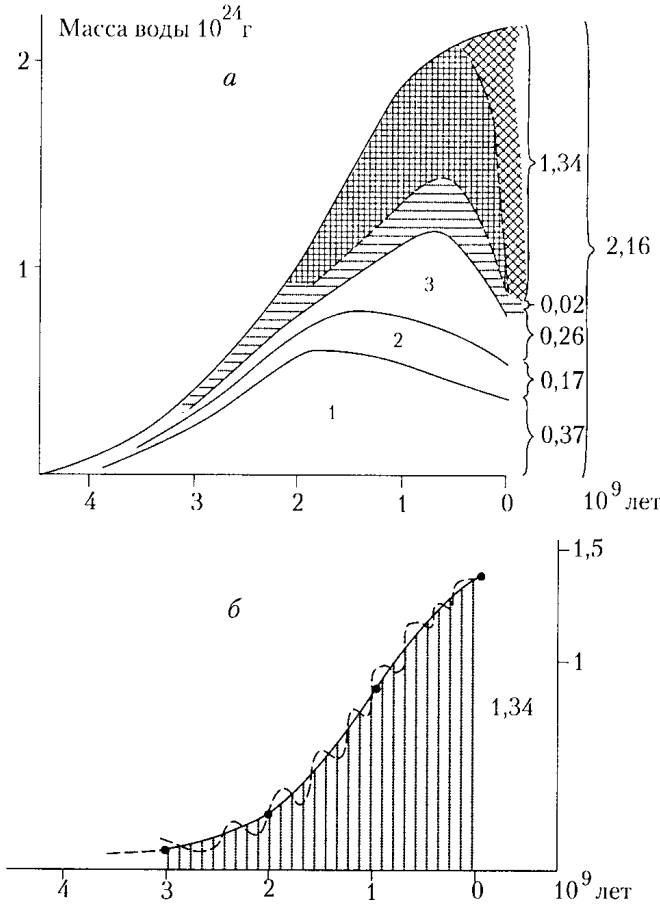


Рис. 17.6. Эволюция объема гидросферы во времени

а – поступление мантийной воды на дневную поверхность и ее расход на процессы серпентизации базальтов (1), гранитизацию (2) и захоронение в осадках (3); *б* – изменение объема воды морей и океанов

к выводу, что эпиконтинентальные морские бассейны, широко распространенные в пределах палеозойского континентального блока, в мезозойско-кайнозойское время заметно сокращаются в размерах, а к началу четвертичного времени почти полностью редуцируются, освобождая от морских вод огромные площади суши.

Использовав обобщающие работы Н.М. Страхова [1948], а также Х. и Г. Термье [Termier, Termier, 1952], венгерский геофизик Л. Эжьед [Egyed, 1956, 1957] попытался количественно оценить во времени изменения площадей современных континентов, захваченных водами морей; один из вариантов построенных им графиков, модернизированный впоследствии известным американским ученым Р.В. Фэйрбриджем [1968], представлен на рис. 17.7а.

При рассмотрении графика обращает на себя внимание, что в эпохи максимальных планетарных трансгрессий, особенно резко проявившихся в меловое время и в ордовике, древние эпиконтинентальные палеоводоемы занимали площадь

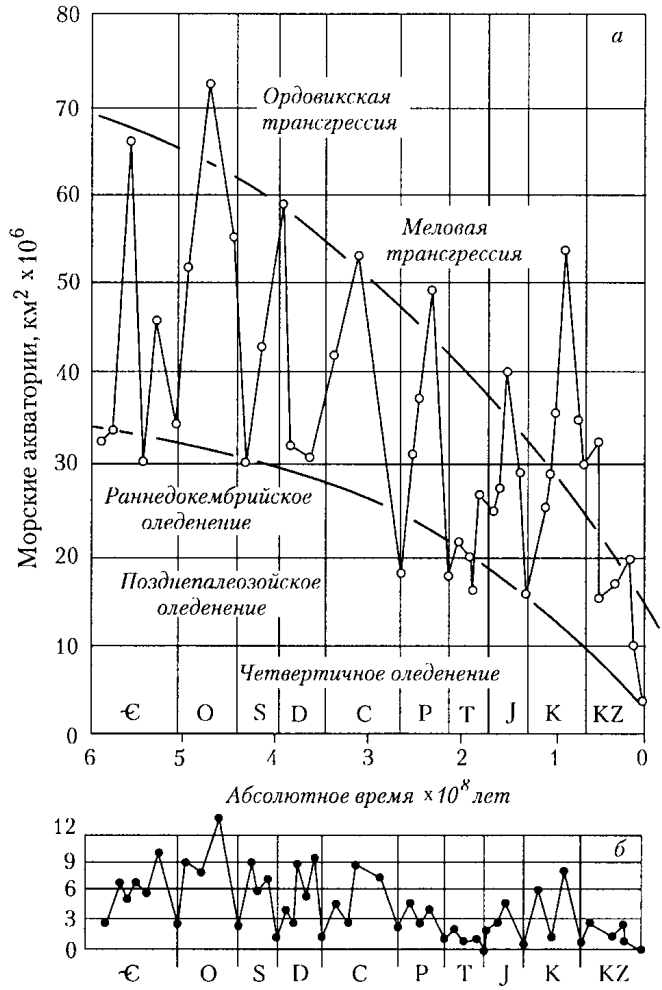


Рис. 17.7. Соотношение площадей суши и моря во времени
а – трансгрессии и регрессии на континентах [Egyed, 1957]; *б* – соотношение площадей суши и моря на Русской и Северо-Американской платформах [Малиновский, 1982]

даже несколько превышающую 1/4 часть современной суши ($149 \cdot 10^6$ км^2). Особенно четко выявляется общая тенденция в развитии фанерозойского континентального блока; она сводится к постепенному сокращению эпиконтинентальных акваторий и одновременному разрастанию суши. Максимального развития геократические обстановки получают в четвертичное время.

На рис. 17.7*б* приведены соотношения трансгрессий и регрессий на Русской и Сибирской платформе, вычисленные Ю.М. Малиновским [1982]; очевидно, что кривые Л. Эжьеда хорошо совпадают с данными, характеризующими колебательные движения древних платформ, что подчеркивает планетарный характер трансгрессивно-регрессивных движений.

Совершенно независимым путем ту же проблему пытался решить А.Б. Ронов [1993], который для анализа изменения площадей морей, океанов и континентов во

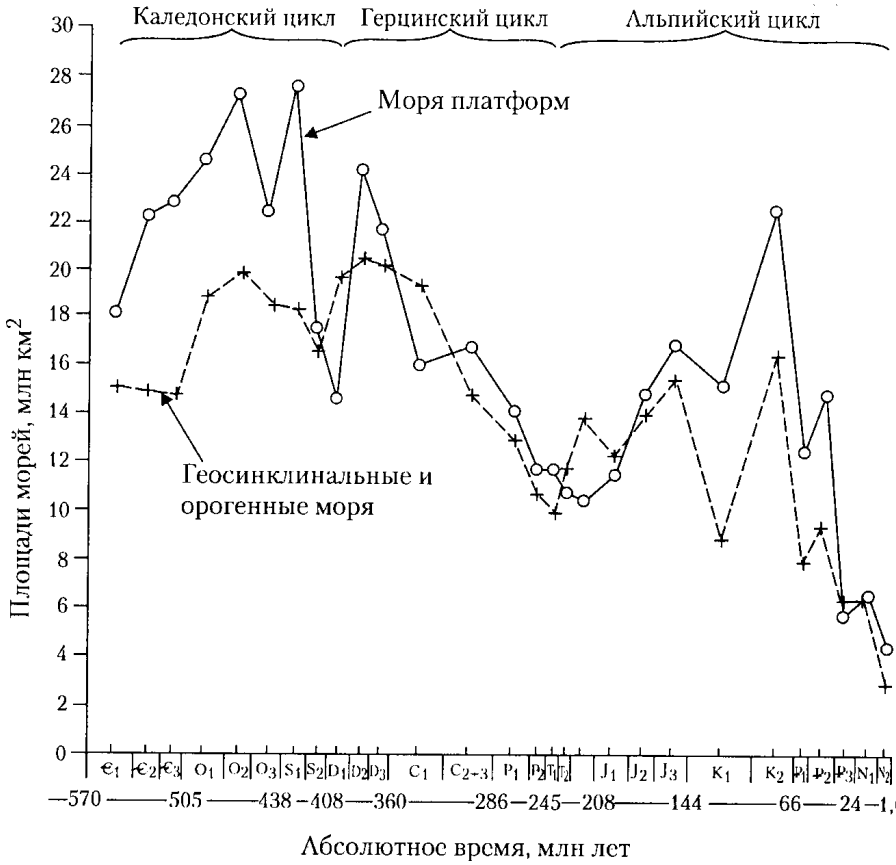


Рис. 17.8. Изменение во времени площади платформенных морей и совокупной площади геосинклинальных и орогенных морей [Ронов, 1993]

времени использовал двухтомный «Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» [1961], четырехтомный «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» [1967–1968], а также «Атлас литолого-стратиграфических карт Мира»[1984]. Построенная этим исследователем кривая изменения площадей морей и суши во времени изображена на рис. 17.8. Очевидно, что она даже в деталях совпадает с кривой Л. Эжьеда и свидетельствует о том, что при переходе от палеозоя к мезозою-кайнозою геократические обстановки выдвигались на передний план, континенты планеты поднимались, и их площади постепенно освобождались от вод эпиконтинентальных морей.

Диаметрально противоположно ведет себя осадконакопление, локализованное в морях и океанах. В геологической литературе неоднократно делались попытки количественно оценить мощность осадочных толщ, сформировавшихся за единицу геологического времени [Holmes, 1947; Gilluly, 1949; Кей, 1957; Раабен, 1966; Сеславинский, 1981 и др.]. Эту величину неправомерно принято называть скоростью осадконакопления, хотя представляется, что гораздо точнее ее именовать *темпом осадочного породообразования* (ТОП). В нескольких предшест-

вующих работах нами было показано [Холодов, 1994; 1997а], что по размерности и способам определения ТОП отличается от скорости осадкообразования, которая в современных морях и океанах, в конечном счете, рассчитывается как абсолютная масса осажденного вещества в единицу времени [Страхов, 1960; Лисицын, 1974]. Как это было показано в работах Н.С. Шатского [1954], В.В. Белоусова [1954], М. Кея [1957], А.Л. Яншина и Р.Г. Гарецкого [1960], темп осадочного породообразования, замеренный в морских осадочных толщах, наиболее полно отражает интенсивность прогибания земной коры.

Изменения темпа осадочного породообразования в геологической истории современного континентального блока оценивались многими учеными. Подавляющее большинство их показало, что на протяжении фанерозоя мощность осадочных толщ, сформировавшаяся за 1 млн лет существенно возрастала. Так, например, Д. Гиллули [Gilluli, 1949] один из первых установил, что максимальные мощности осадочных морских отложений, накопившиеся за 1 млн лет на протяжении палеозойской и мезозойско-фанерозойской истории континентов существенно увеличиваются, что хорошо видно на рис. 17.9*а*. Представляют также большой интерес статистические данные, опубликованные в серии работ А.Б. Ронова, В.Е. Хаина с сотрудниками и обобщенные К.Б. Сеславинским [1981]; на их основе составлена средняя кривая темпа осадочного породообразования в фанерозойских геосинклиналях, изображенная на рис. 17.9*б*. На ней отчетливо видна все та же общая тенденция увеличения удельных мощностей во времени.

Нельзя попутно не отметить, что сам К.Б. Сеславинский этих подсчетов рассмотрел выведенные им закономерности сквозь призму весьма произвольных коэффициентов («коэффициент древности», «коэффициент длительности») и в конце концов пришел к полной неопределенности; в данной работе, однако, мы не имеем возможности подробно останавливаться на критике методики выполненных построений. Отметим только, что наиболее рациональной частью этой работы, по нашему мнению, является эмпирический результат усреднения многочисленных замеров, представленный на рис. 17.9*в*.

В целом, приведенные на рис. 17.9 данные позволяют утверждать, что с течением геологического времени накопление осадочных толщ в водоемах усиливается, а, следовательно, возрастает прогибание их дна. В последнее время этот вывод получил неожиданное подтверждение в связи с широкими литолого-геохимическими и геофизическими исследованиями в океанах и краевых морях.

Уже давно геологам была очевидна крайняя некомпенсированность современного осадконакопления в океанах и во многих краевых и эпиконтинентальных морях. Исследование палеобатиметрии, выполненное Х.М. Саидовой [1961] на основе изучения комплексов донных фораминифер, довольно отчетливо показало, что в плейстоцене палеоглубины северо-западной части Тихого океана, а также Японского, Берингова и Охотского морей значительно уступали современным; в послеледниковую эпоху глубина котловин дальневосточных морей возросла как минимум в 1,5 раза.

Обобщение результатов сейсмического профилирования, проведенное А.Л. Яншиным с соавторами [1980], К.М. Шимкусом и А.Е. Шлезингером [1982] в Черном, Средиземном и Аравийском морях, а также в северо-западной части Атлантики показало, что наиболее распространенной формой взаимоотношений между древними и более молодыми осадочными отложениями является прислонение. Это означает, что накоплению более молодых или современных осадков пред-

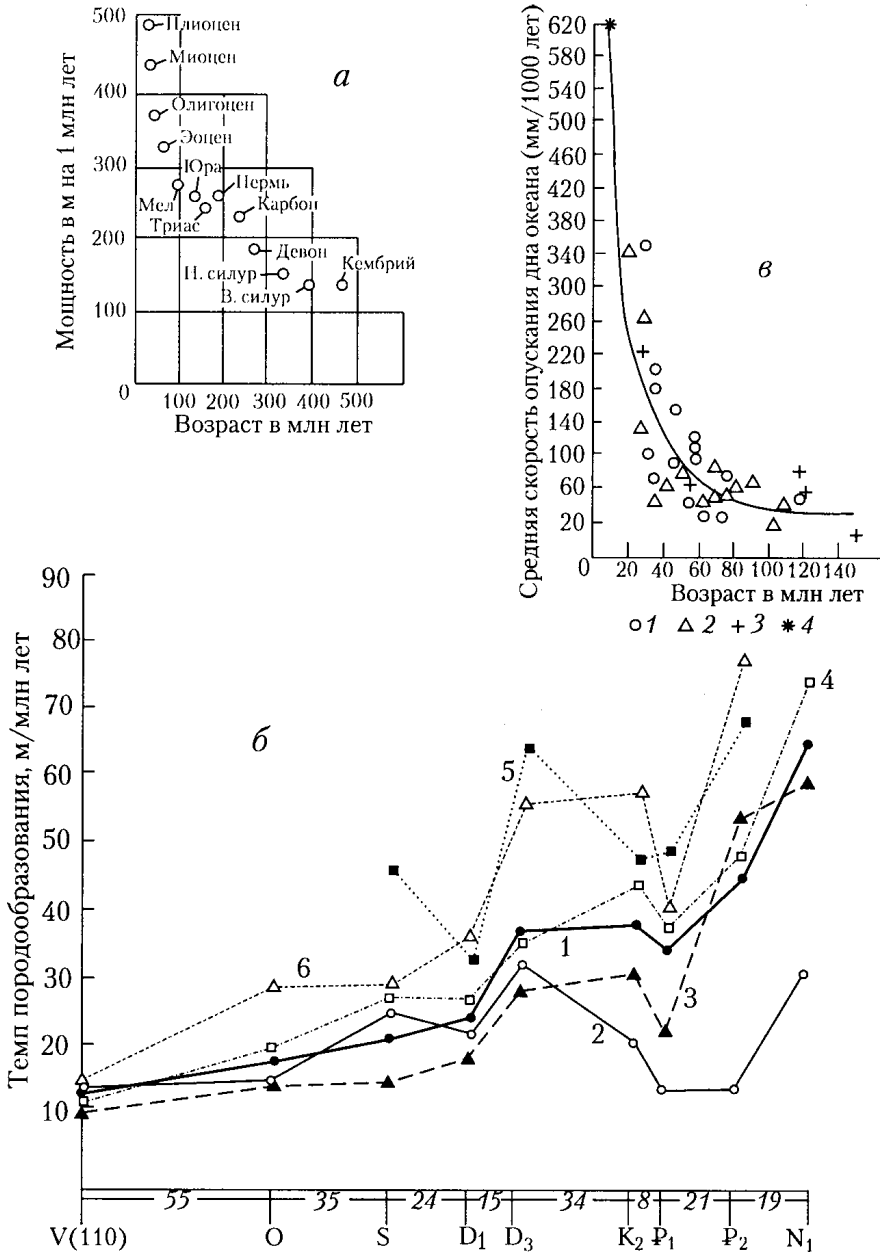


Рис. 17.9. Темпы осадочного породообразования (ТОП) в истории Земли.

а – максимальные мощности отложений, образовавшиеся в течение 1 млн лет в осадочных толщах различного возраста [Gilluly, 1949];*б* – средний ТОП при накоплении литологических комплексов в геосинклиналях прошлого [Сеславинский, 1981]: 1 – средний по всем комплексам; 2 – карбонатные; 3 – карбонатно-терригенные; 4 – морские терригенные; 5 – терригенные флишевые; 6 – кремнистые; *в* – темп опускания дна Мирового океана [Орленок, 1982]: 1 – Тихий океан; 2 – Атлантический» 3 – Индийский; 4 – современная скорость опускания по данным водомерных постов

шествовали интенсивные нисходящие тектонические движения; именно провалы ответственны за современную морфометрию морских и океанических водоемов в области шельфа. При этом следует иметь в виду, что опускания имели место совсем недавно; вследствие этого некоторые глубоководные участки совсем не успели покрыться четвертичным чехлом и, по-существу, представляют собой реликты первоначального тектонического рельефа.

В связи со сказанным, большой интерес представляют построения В.В. Орленка [1982; 2004], который попытался использовать данные глубоководного бурения, осуществленного с судна «Гломар Челленджер», и определить скорость опускания дна Мирового океана. Для решения этой задачи автор использовал абсолютный возраст мелководных осадков, обнаруженных на вершинах гайот и плоских подводных возвышенностей, и их батиметрию. Результаты исследования представлены на рис. 17.9*в*. Очевидно, что, начиная с юрско-мелового времени, темп прогибания дна океана медленно возрастал, колеблясь в пределах 25–30 мм/1000 лет; в палеоцене он начал резко увеличиваться и в миоцене достиг весьма высокого значения 180 мм/1000 лет. По данным измерений на водомерных постах, за вычетом средней скорости седиментации, современные нисходящие тектонические движения в океанах определяются рекордной величиной – 620 мм/1000 лет. Очевидно, что развитие океанов в значительной степени оказывается сходным с темпом накопления осадочных толщ на континентальном блоке.

Итак, общая картина преобразований вырисовывается довольно определенно; континенты с течением времени заметно поднимаются и осушаются, а моря и океаны углубляются.

Нельзя также не напомнить, что в четвертичное время в пределах континентального блока резко усиливаются процессы горообразования; окончательно формируются Альпы, Кавказ, Среднеазиатские хребты, Алтай, Салаиро-Саянские цепи, горы Восточной Сибири, Анды, Кордильеры, которые как геоморфологические единицы достигают максимальных высот. Существенное преобладание поднятий над опусканием на территории Евразии в современную эпоху доказал Н.И. Николаев [1949]. По данным Е.Е. Милановского [1968], скорость тектонических поднятий и интенсивность эрозии Кавказа в сармате–плиоцене в пять раз уступала современной.

В этой связи следует подчеркнуть, что в работах В.Г. Чернова [1980; 1984] распространение конгломератов (псефитов) в отложениях различного возраста было охарактеризовано следующим образом:

архей – 3%	кембро-ордовик – 15%	пермь – 23%	эоцен – 21%
протерозой – 8%	девон – 30%	триас – 18%	миоцен – 20%
венд – 13%	карбон – 25%	юра – 35%	плиоцен – 37%

Можно, по-видимому, сделать вывод, что объемы грубых обломков с течением времени в осадочном чехле возрастают.

Все это вместе взятое позволяет думать, что современная гипсографическая кривая поверхности Земли является наиболее контрастной и дифференцированной за всю фанерозойскую историю планеты. По мере продвижения в глубь веков от квартера к палеозою и докембрию рельеф должен был все более и более сглаживаться, разница между глубинами океанов и вершинами гор уменьшаться, а неровности земной поверхности все более и более нивелироваться. Можно, по-видимому, предполагать, что морфометрия впадин, заполненных водой, в палеозойское и докембрийское время становилась менее резкой и все более расплывчатой.

В целом, если представить себе эволюцию объема гидросферы и связать этот процесс с изменением рельефа, четко сглаживающегося в направлении от квартера к палеозою и далее к докембрию, то можно предположить довольно определенную эволюцию бассейнов седиментации, которые развивались от озер и озероподобных морей к эпиконтинентальным морям и океанам с краевыми морями.

Особого внимания требует проблема существования палеозойских океанов на площади континентального блока.

В предыдущих разделах книги было показано, что главным индикатором палеоокеана с литологических позиций должно быть присутствие в разрезе гомологов современных абиссально-пелагических океанских осадков. Их наиболее характерные особенности возникают как функция огромных размеров конечного водоема стока. Как было показано в трудах Х. Свердрупа с соавторами [Sverdrup at al., 1942], Х. Харвея [Harvey, 1955], А.П. Виноградова [1967], А.П. Лисицына [1974; 1978] и особенно четко сформулировано Н.М. Страховым [1976; 1979], образование современных абиссально-пелагических осадков океанов происходит в условиях резко пониженных скоростей седиментации, при дефиците органического вещества и явном избытке примеси железа и марганца. Как правило, в таких абиссально-пелагических осадках океанов преобладают тонкие глинистые фракции, присутствуют цеолиты и нерастворимые органические остатки типа зубов акул и слуховых косточек китов. По простиранию они могут сменяться кремнистыми или карбонатными осадками или ассоциироваться с базальтоидными вулканитами.

Более подробно абиссальное океанское осадконакопление было рассмотрено в главах 6 и 7 данной монографии. Здесь же необходимо сказать, что реконструкции предполагаемых палеозойских океанических осадков создают картину, не имеющую ничего общего с реальной литологической характеристикой морского палеозоя [Тимофеев, Холодов, 1984; Тимофеев и др., 1983].

Вывод очевиден. Либо океаническое осадконакопление в палеозойское время на всей площади планеты протекало в совершенно других формах, отличных от современных, либо в различных частях современного континентального блока в палеозойское время осуществлялось не океаническое, а типично морское осадконакопление, локализованное в сравнительно небольших, нередко даже осушавшихся бассейнах, разделенных крупными участками устойчивой суши. При этом процесс мог охватывать части континентов, сложенные как океанической, так и континентальной корой; в данном случае речь идет исключительно о типе осадкообразования и морфометрических особенностях древних палеоводоемов.

Эволюция биосферы

Различные стороны эволюции биосферы и слагающих ее экосистем были рассмотрены в трудах В.И. Вернадского, Я.В. Самойлова, Н.М. Страхова, А.П. Виноградова, Б.Б. Полынова, Б.С. Соколова, А.А. Сидоренко, А.Г. Пономаренко, М.А. Семихатова, А.Г. Заварзина, М.И. Будыко, А.Б. Ронова, Л.П. Татаринова, Э.И. Колгинского, М.А. Федонкина, А.Н. Криштофовича, С.В. Мейена, А.Ю. Розанова, Г. Шопфа, J. Walther, H. и G. Termier, T. De Chardin, P. Cloud, R.W. Fairbridge, M. Schidlowski и многих других. Было установлено, что в истории биосферы можно выделить ряд переломных моментов, которые существенно изменили ее облик и надолго определили направленность развития растительного и животного мира. К ним следует отнести:

1) зарождение жизни;

2) появление и распространение прокариотов – бактерий и синезеленых водорослей, в клетках которых отсутствовало ядро и, которые размножались делением (митоз);

3) появление и распространение эвкариотов – более крупных микроорганизмов с ядерными клетками и сложным размножением – делением (митоз) и оплодотворением (мейоз);

4) появление и развитие многоклеточных организмов;

5) появление и развитие скелетных организмов;

6) выход высших растений на сушу и завоевание ими континентов;

7) появление и распространение высших покрытосеменных растений, гибель гигантских рептилий и господство млекопитающих.

Предполагаемая схема геохронологии этих биотических событий приведена на рис. 17.10; при ее составлении, кроме упомянутых выше работ, были учтены данные Т.Дж. Шопфа, В.Н. Сергеева, С.В. Мейена, С.С. Кузнецова, А.Н. Криштофовича, Е.В. Вульфа, К.И. Мейера, Д.Г. Скотта, А.Л. Тахтаджяна и др. На том же рисунке сделана попытка представить последовательность возникновения и развития важнейших физиологических процессов, характерных для биосферы. К ним, как известно, принадлежат размножение, брожение, фотосинтез и дыхание.

Размножение является первичной и самой важной функцией биосферы; оно возникло одновременно с зарождением жизни и по мере эволюции непрерывно совершенствовалось и усложнялось.

Между тем, само появление жизни вызывает споры; общеизвестно, что одни исследователи (Г.А. Заварзин, Д. Мак-Кей, Р. Зейр, Дж. Киршвинк) приписывают ей космическое и внеземное происхождение, тогда как другие (Ч. Дарвин, Дж. Бернал, А.И. Опарин, Л.П. Татаринов и др.) считают ее родиной катархейские палеоморя Земли. Естественно, что эта неясность в решении главной проблемы жизни делает весьма туманными представления об особенностях размножения в начальной стадии существования биосферы.

Эксперименты П.Л. Луизи, проведенные с липидами, позволяют заключить, что уже примитивные клетки способны к размножению, а их воспроизводство управляется генами. Как это предположили Дж. Бернал и М. Сиерс [Bernal, Sears, 1961], простейшие организмы на протяжении весьма малого отрезка времени, по-видимому, проходили шесть стадий молекулярной сложности: в начале преобладали полимеры с простой полипиптидной цепью, затем – α-спираль, свернутая спираль, совокупность простых свернутых вместе спиралей, совокупность различных свернутых спиралей и цепи рибонуклеиновой кислоты (РНК).

Можно, по-видимому, предполагать, что с появлением и распространением прокариотов в их воспроизводстве все большее значение приобретала схема, согласно которой хранителем наследственной информации в клетке является дезоксирибонуклеиновая кислота (ДНК).

Записанная в ДНК матрица с генетическим кодом передается вначале рибонуклеиновой кислоте (РНК), а затем в рибосоме осуществляется синтез белка, реализуемый по принципу подобия. Доставка в рибосому строительных материалов – аминокислот – происходит при участии фосфатов. Нетрудно заключить, что биогеохимия фосфора оказывает огромное влияние на весь механизм современного и древнего воспроизводства живых систем [Энгельгардт, 1984].

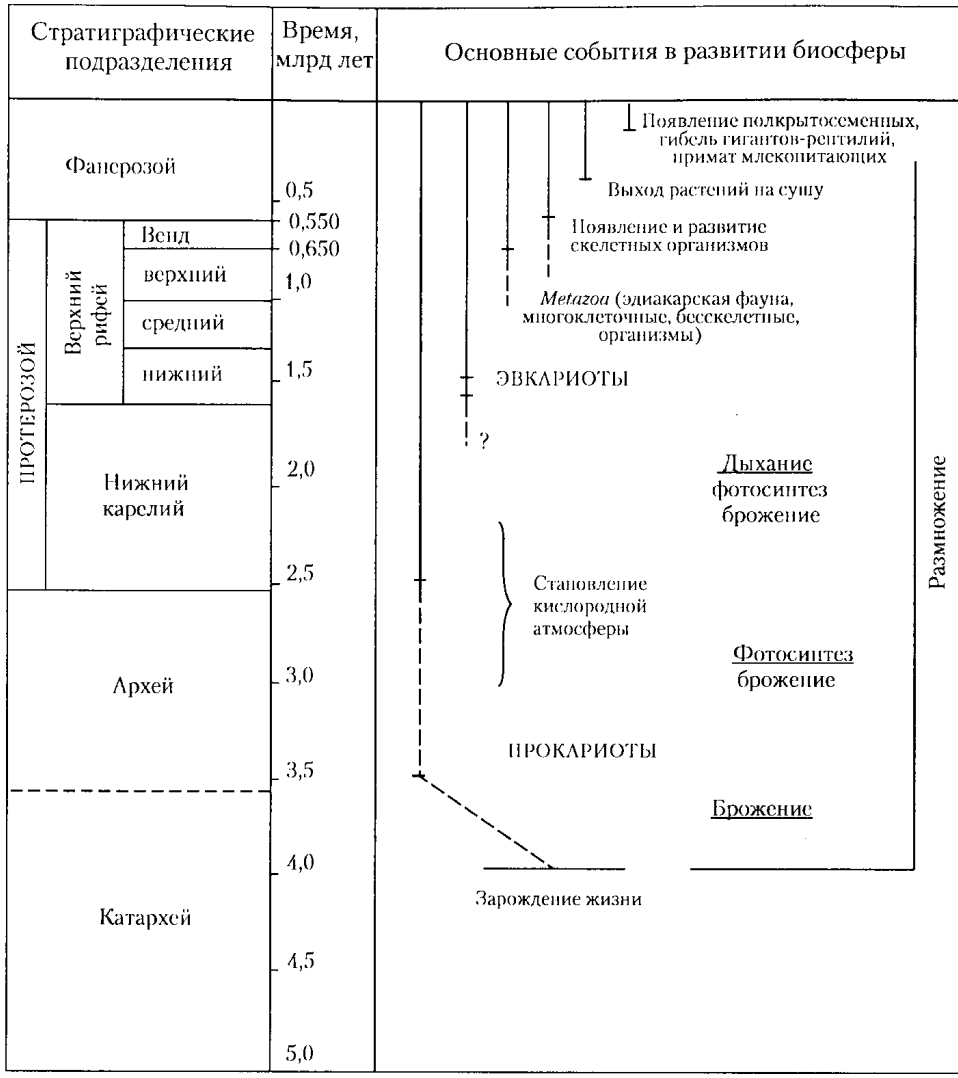


Рис. 17.10. Схема эволюции биосферы и важнейших физиологических функций биоты

Брожение. Подавляющее большинство исследователей считает, что наиболее древние микроорганизмы – прокариоты – жили в бескислородной среде; в этих геохимических обстановках большое значение среди прочих физиологических функций имело брожение [Шлегель, 1972; Заварзин, 1984; Татаринов, 1993]. Выделяемые клеткой энзимы способствовали распаду некоторых органических соединений, которые разлагаясь выделяли продукты преобразований, CO_2 и энергию; последняя и использовалась в жизнедеятельности организмов. Этот процесс в среде архибактерий имел много вариантов; с появлением и развитием высших организмов возникли два главных типа брожения – спиртовое, по-видимому, наиболее древнее и молочно-кислое, более современное. При спиртовом броже-

нии конечными продуктами реакции являются этиловый спирт и углекислота, при молочно-кислом – молочная кислота.

Фотосинтез. Еще на первых этапах существования прокариотов в бактериальных сообществах устанавливалась физиологическая связь между разными функциональными группами организмов; они взаимно дополняли друг друга, используя различные типы химических реакций [Заварзин, 1995; 2003]. Особое место среди них занимали нитчатые бактерии, которые в резко восстановительной среде с избытком сульфидов начали эксплуатировать «фотосистему I» – прообраз современного фотосинтеза. Ее основой стала реакция [Шопф, 1982]:

$$CO_2 + 2H_2S = \underset{\text{(органическое вещество)}}{CH_2O} + H_2O + 2S$$

Возникновение и развитие фотосинтеза внутри прокариотовых сообществ явилось логическим продолжением предшествующих биологических процессов. Брожение с энергетической точки зрения оказалось нерентабельным; для борьбы с «хаосом» и для превращения более мелких клеток в крупные биосферой была освоена реакция «фотосистемы II» [Шопф, 1982]:

$$6CO_2 + 6H_2O \xrightarrow[\text{хлорофилл}]{\text{свет}} \underset{\text{глюкоза}}{C_6H_{12}O_6} + 6O_2 + 690 \text{ ккал/моль}$$

Основным катализатором фотосинтетического процесса является зеленый пигмент – хлорофилл, который поглощает фотон света, приводя свои электроны в возбужденное состояние; электроны используются для последующего образования аденозинтрифосфата (АТФ) и трифосфопиридина (ТФП) – главных аккумуляторов энергии в клетке. Источником протонов являются молекулы воды. Затем на базе трифосфопиридина (ТФП) формируется восстановленное органическое соединение, которое и вызывает преобразование CO_2 в гдюкозу, сахарозу, крахмал и целлюлозу [Ягендорф, 1977].

Совершенно очевидно, что фотосинтез вызывал усиленный кругооборот углерода, водорода, азота и фосфора внутри сообществ; он, кроме того, порождал увеличение общей массы органического вещества и приводил к возникновению свободного кислорода.

Становление кислородной атмосферы произошло, по-видимому, благодаря жизнедеятельности прокариотных сообществ на рубеже 2,0–2,2 млрд лет; согласно представлениям М. Шидловски [Schidljwski, 1980], позднее подтвержденным изотопическими исследованиями В.И. Виноградова [1982; 1983], а также К. Хаттори с соавторами [1985], экспансия кислорода в протерозойских палеоводоемах вначале приводила к образованию гидроксидных осадков (джеспилиты, красноцветные песчаники), гипсов и сульфатных вод, а затем обогатила свободным кислородом атмосферу планеты. Более подробно эта проблема была рассмотрена нами в предыдущих статьях [Холодов, 1993; Холодов, Бутузова, 2004а,б] и в главе 9.

Аэробный метаболизм (дыхание). Появление избыточного кислорода, по-видимому, стимулировало развитие аэробного метаболизма внутри прокариотных сообществ. Широкое развитие получили процессы, типичные для гетеротрофов; энергию организмы стали получать захватывая и разлагая живое вещество по схеме:

$$C_6H_6O_6 + 6O_2 = 6CO_2 + 6H_2O + \text{энергия}$$
глюкоза кислород углекислота вода

Следует подчеркнуть, что процесс метаболизма усложняется тем, что выделяемая в теле гетеротрофов энергия расходуется не сразу, а консервируется с помощью реакции фосфорилирования аденозиндифосфорной кислоты (АДФ), которая присоединяет к себе молекулу фосфорной кислоты ($Ф_н$) и значительную часть энергии и превращается в аденозинтрифосфорную кислоту (АТФ). Реакция пишется так:

$$АДФ + Ф_н + \text{энергия} \rightarrow АТФ + H_2O$$

Когда организм должен затратить накопленную энергию, все происходит в обратном направлении:

$$АТФ \rightarrow АДФ + Ф_н + \text{энергия}$$

Очевидно, что так же как и во всех других случаях, в основе складирования и расхода энергии гетеротрофов лежат биохимические реакции с участием фосфора [Энгельгардт, 1984].

В целом все рассмотренное нами выше позволяет сделать главный биогеохимический вывод: все важнейшие физиологические функции биосферы и, в первую очередь, воспроизводство себе подобных, а также брожение, фотосинтез и аэробное дыхание определяются участием фосфора, а также азота, углерода и других биогенов, без которых осуществление и реализация этих процессов практически было бы невозможным. Эти функции развивались в древнейших бактериально-водорослевых сообществах, причем господство прокариот при становлении кислородной среды усложнилось, по-видимому, появлением и распространением эвкариотных микрофоссилий с дыхательным метаболизмом [Заварзин, 2003].

В истории Земли наблюдалось несколько периодов резкого изменения биологических циклов и связанной с ними перестройки биосферы; одним из таких переломных моментов является рубеж протерозоя и фанерозоя.

Вендско-кембрийский рубеж был многократно описан в работах Б.С. Соколова, М.А. Семихатова, И.Т. Журавлевой, М.А. Федонкина, А.Ю. Розанова, В.Г. Королева, Т.Дж. Шопфа, В.А. Захарова, А.Ф. Вейса, В.А. Волковой, В.А. Миссаржевского, А.М. Мамбетова, Р.Н. Огурцовой, В.Н. Сергеева, Х.А. Ловенстама, Р. Спригга, М. Глесснера, М. Вейда, В.Л. Занга и многих других. На границе венд–кембрий, по-видимому, происходит весьма существенная перестройка биот древних палеоморей. В вендское время, наряду с прокариотами и эвкариотами, широким распространением пользуются многоклеточные бесскелетные организмы; они входят в состав так называемой эдиакарской ассоциации, подробно описанной в трудах Р. Спригга, М. Глесснера, М. Вейда, а также Б.С. Соколова, М.А. Федонкина, В.М. Палия и других. По М.А. Федонкину [1981; 1987] и Б.С. Соколову [1976; 1995], в составе ее известны кишечнополостные (медузы, предки кораллов), черви и водоросли; среди последних установлены планктонные разности, строящие чехол (сабеллитиды), и бентосные формы (вендотениды). Отчетливо преобладают формы, оставляющие после себя отпечатки; менее характерны организмы, строящие минеральный скелет – преимущественно мелкие двустворки.

Кризис в начале кембрия привел к тому, что в это время широкое распространение получили организмы с твердым покрытием, а в течение этого периода воз-

никли почти все типы животных, определивших важнейшие филогенетические ряды фанерозоя. Как показали В.А. Захаров с соавторами [1993], на протяжении раннего кембрия выделяются пять четких рубежей перестройки, разделяющих различные этапы развития биот. Наиболее крупный и, по-видимому, глобальный рубеж приурочен к границе венд–кембрий. В это время происходит массовое появление организмов, имеющих минеральный скелет, а среди возникших в томмотском веке 38 новых родов устанавливаются археоциаты, брахиоподы, моллюски и др. Обращает на себя внимание широкое распространение фосфатных раковин брахиопод, а также организмов с кремневым и фосфатным скелетом [Розанов, 1986].

Второй рубеж, на границе томмотского и атдабанского веков, нашел отражение в быстром вымирании скелетных проблематик, а также в широком распространении трилобитов. Последние, как известно, принадлежат к типу членистоногих и представляют собой уже достаточно сложные организмы с высокоразвитой нервной системой, мозгом, глазами, хватательными органами, пищеварительной системой, скелетом, сложной системой мускулов и двуполой системой размножения. Для этого же рубежа типична также смена семейств водорослей – строителей рифогенных построек. На границе раннего и среднего кембрия (тойонский-амгинский яруса) имело место массовое вымирание археоциат, а также крупные перестройки в составе трилобитов, брахиопод и хиолитов.

Остальные рубежи, описанные в работе В.А. Захарова с соавторами [1993], менее значительны, и изменения в них ограничиваются уровнем семейств и надсемейств; возможно, что их стратиграфическое положение ограничено рамками Сибирского региона.

В целом, биотические события нижнего кембрия сконцентрированы на сравнительно небольшом отрезке геологического времени (~50 млн лет) и этим резко выделяются на фоне сравнительно спокойных эволюционных этапов истории Земли.

Очень важным геологическим событием, оказавшим сильное влияние на развитие осадочного процесса оказался выход первых примитивных растений из морских вод на сушу; это событие произошло в силурийское время и было подробно исследовано в работах Л.Ш. Давиташвили, С.В. Мейена, А.Н. Криштофовича, В.П. Маслова, А.Р. Ананьева и других ученых. Оно положило начало современным почвенным процессам и изменило весь ход мобилизации вещества на континенте.

Не менее плотная концентрация биотических событий имела место на границе мела и палеогена; этой проблеме были посвящены многочисленные исследования М.А. Мензбира, Б.А. Келлера, А.А. Тахтаджана, В.А. Красилова, А.Н. Криштофовича, В.А. Вахромеева, Т.В. Радченко, С.В. Мейена, Т. Тейлора, В. Циммермана, Л.Ш. Давиташвили, А.К. Габуния, А.Г. Пономаренко, Ю.Д. Захарова, К. Вильямса, Л.П. Татариновой, С.В. Неручева, А.А. Ульянова, Н.К. Ясаманова, А.С. Алексеева, Г.П. Леонова, Д.П. Найдина и других. Их материалы были обобщены в учебных руководствах Н.М. Страхова [1948], С.С. Кузнецова [1962], Г.И. Немкова с соавторами [1986].

Биотический кризис мел-палеогенового времени, по-видимому, начался на суше; вначале он охватил наземную растительность и только позднее проявился в животном мире континентов. Позднеюрские–раннемеловые флоры, в основном, были представлены цикадовыми, гинкговыми, хвойными и папоротниками; как подчеркнул С.В. Мейен [1987], уже в это время появляются первые покрытосеменные (дуб, бук, ива, береза, платаны, лавры, магнолии, травы, кустарники), ко-

торые развились в аридных ландшафтах берриаса, начали продвигаться в глубь континентов и в апте–альбе местами сильно потеснили представителей голосеменных. Вымирание юрских и раннемеловых родов продолжалось до конца маастрихта. В целом, на границе раннего и позднего мела в большинстве регионов покрытосеменные растения завоевали важнейшие экологические ниши.

Любопытно, что ассоциации покрытосеменных в верхнем мелу не могут быть точно сопоставлены с современными формами; кайнофитный облик они приобрели лишь на рубеже мел–палеоген, хотя глобальных флористических перестроек в это время не отмечается [Мейен, 1987]. Флористическое районирование в палеогеновое время совпадает с обособлением континентов и подтверждает формирование Атлантики.

Мир животных в меловое время отличается удивительным многообразием; здесь господствовали разнообразные динозавры – травоядные трицератопсы, игуанодоны, гадрозавры или утконосые динозавры, хищные тиранозавры и летающие ящеры – птеродактили [Страхов, 1948; Немков и др., 1986]. Млекопитающие были представлены мелкими сумчатыми формами. Поражало обилие птиц, среди которых выделялась группа зубатых.

Биотический кризис проявляется среди наземных животных на рубеже мел–палеоген. В это время вымирают крупные ящеры – динозавры, птерозавры и другие рептилии; их экологические ниши занимают млекопитающие, развивающиеся в различных направлениях. Среди них – копытные, парнокопытные, хищные, хоботные, приматы и др. Любопытно, что в ходе палеогеновой истории фауна млекопитающих на отдельных континентах также приобретает индивидуальные черты [Страхов, 1948; Кузнецов, 1962; Немков и др., 1986].

В морских палеоводоемах мелового времени широким распространением пользуются аммониты, белемниты, пелециподы, брюхоногие, морские ежи, склерактинии, брахиоподы, фораминиферы. Особое место занимают костистые рыбы; с позднего мела началось бурное развитие хрящевых рыб, в том числе высших акуловых. В меловых морях обитали также вторичные рептилии – плезиозавры и мозазавры. Среди морских водорослей обращает на себя внимание развитие кокколитофорид и диатомовых.

В последующее, палеогеновое время биота морей испытывает кризис и перестройку. Полностью вымирают аммониты и белемниты, многие виды моллюсков (например, иноцерамы), вторичноводные рептилии. На смену этим формам приходит множество представителей беспозвоночных: губок, кораллов, мшанок, пелеципод, гастропод, морских ежей. Характерно развитие простейших – нуммулитов и орбитоидов. На место вторичных рептилий приходят вторичные млекопитающие – киты и сирены [Страхов, 1948; Давиташвили, 1971; Немков и др., 1986]. Как подчеркнул Т. Шопф [1982], видовое разнообразие морских беспозвоночных возрастает почти в два раза (мел – 320 видов/млн лет, третичное время – 620 видов/млн лет).

Вряд ли все эти события на границе мезозоя и кайнозоя не были связаны между собой; в то же время представляется, что их трудно объяснить воздействием одного какого-либо фактора, как это делают сторонники климатических изменений [Мензбир, 1934] или космических катастроф [Альварес, Азаро, 1990; Ульянов, 1994].

Более справедливой представляется точка зрения Н.М. Страхова, который писал: «... при таких обстоятельствах мы должны, очевидно, направить взоры совсем в другом направлении и главную причину вымирания искать не в действии

того или другого частного фактора, а в резких изменениях всей совокупности обстановки »[Страхов, 1948, стр. 235].

В целом, окидывая взглядом эволюцию биосферы, нельзя пройти мимо того обстоятельства, что вся она необратима и направлена на усложнение, увеличение биологического разнообразия и интенсивности взаимодействия со средой. В то же время, рассматривая рис. 17.10, нетрудно увидеть, что «биологические часы» отсчитывают все ускоряющееся время; если биологический мир докембрия на протяжении долгих миллионов лет оставался почти неизменным, то в палеозое он стал ощутимо развиваться и видоизменяться. В мезозое биологические события вновь ускорились и, наконец, достигли скорости «кадров кинофильма» в кайнозое.

Эволюция питающих провинций и эпохи осадочного рудообразования

В современном осадочном цикле весь континентальный блок Земли является огромной питающей провинцией для морей и океанов; эрозия континентов формирует состав речного стока и обеспечивает медленное заполнение впадин. Как показали Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [1974], наиболее интенсивной денудации в настоящее время подвержены Европа и Азия, наименьшей – Австралия, причем скорость этого процесса зависит от высоты поднятия, климата, петрографического состава эродируемых пород, антропогенного воздействия на почвы и многих других геологических факторов.

Особенно резко эрозия проявляет себя в пределах воздымающихся горных сооружений (орогенов) и на щитах древних платформ, которые в разрезе слагаются магматогенно-метаморфическим фундаментом, перекрытым осадочным чехлом (рис. 17.11). Поднятия и денудация таких сооружений осуществляются с большой интенсивностью; по расчетам Дж. Сеттона, например, средняя скорость эрозии Альп оценивается в 1 мм/год. Близкие значения величины средней эрозии были получены А.В. Волиным [1946] и Е.Е. Милановским [1968] для Кавказа.

Следует подчеркнуть, что приведенные оценки выдвигают на первый план колоссальную геологическую роль эрозии; они означают, что при непрерывности процесса за тысячу лет с поднятия будет срезан слой мощностью в один метр, а за миллион лет – слой толщиной в километр. Таким образом, геологически мгновенно в пределах горных сооружений и на воздымающихся щитах платформ срезается рыхлый покров осадочных отложений (см. рис. 17.11*а*), и главным донором осадочного цикла становятся подстилающие магматические и метаморфические породы фундамента (см. рис. 17.11*б*).

Само собой разумеется, что при этом площади, занятые в эрозионном срезе петрографически различными породами, будут оказывать решающее геохимическое влияние на состав эродируемого материала. Крайними примерами в этом случае могут служить водосборы, целиком сложенные базальтами, гранитоидами, ультраосновными или щелочными породами или разнообразными осадочными образованиями; они, несомненно, поставляют в смежные водоемы геохимически и минералогически различный материал [Boswell, 1933; Батурин, 1937; 1947].

Так как относительная распространенность петрографически различных пород на континентальном блоке Земли несомненно изменялась от докембрия к квартеру, можно думать, что и геохимические особенности континентального сто-

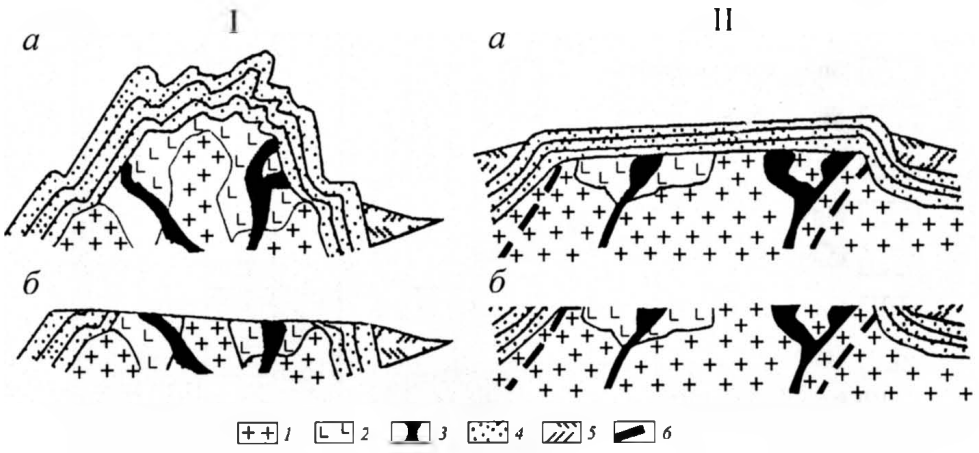


Рис. 17.11. Типы интенсивно эродируемых участков континентального блока Земли
I – орогенные поднятия, II – щиты платформ. *а* – до эрозии, *б* – после эрозии; 1 – гранитоиды; 2 – ультрабазиты и базиты; 3 – щелочные породы; 4 – осадочный чехол; 5 – почвы; 6 – разломы

ка направленно изменялись во времени. Средний минералого-геохимический состав различных типов магматических пород колеблется в очень широких пределах; на рис.17.12 сделана попытка сравнить между собой средние соотношения главных компонентов, слагающих базальты, граниты, габброиды, перидотиты и щелочные породы. Для полноты картины на рисунке изображен также средний состав железистых метеоритов (хондритов) и осадочных пород.

Анализ приведенного графика позволяет сделать следующие выводы.

1. Суммарные содержания оксидов железа ($FeO+Fe_2O_3$) колеблются от 10–15 до 2–3%; особенно высокие количества железа типичны для базальтов и ультраосновных пород (габбро и перидотитов).

2. Соотношение между щелочными (K_2O, Na_2O) и щелочноземельными элементами (CaO, MgO) варьирует в широких пределах; главными носителями MgO являются перидотиты, CaO – базальты и габброиды. Щелочные элементы в количестве до 20% концентрируются в щелочных породах – сиенитах, фойяитах, уртитах и др.

3. На первый взгляд максимальные содержания кремнезема типичны для гранитоидов и щелочных пород. Следует, однако, обратить внимание на то обстоятельство, что в гранитоидах основная масса SiO_2 заключена в кварце и алюмосиликатах, тогда как в базальтах, габброидах и перидотитах кремнезем входит в состав неустойчивых при выветривании силикатов. Это определяет быстрое разложение основных пород в зоне гипергенеза и их удивительную способность в ходе денудации образовывать массу коллоидного SiO_2; при выветривании гранитов обычно формируется большое количество обломочного кварца и продукта разложения алюмосиликатов – каолинита.

4. В формировании осадочных пород наряду с продуктами разложения магматических образований большую роль играет биосфера; ее участие в осадкообразовании отражено в резком увеличении содержаний «прочих компонентов», среди которых ведущим является органическое вещество (15–18% $C_{орг}$).

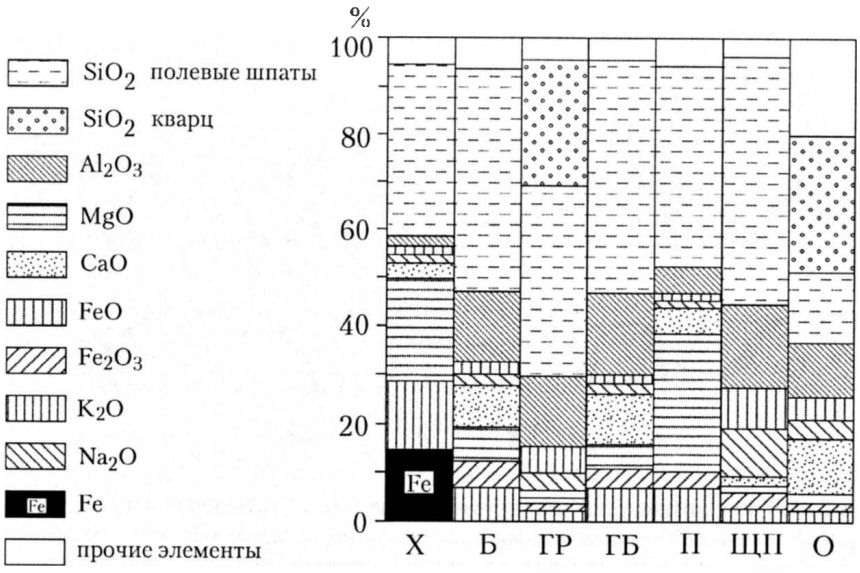


Рис. 17.12. Средние содержания породообразующих компонентов в разных типах пород

X – хондриты, Б – базальты, ГР – гранитоиды, ГБ – габбро, П – перидотиты, ЩП – щелочные породы, О – осадочные породы в целом

Если к сказанному добавить, что с основными и ультраосновными магматическими породами обычно связаны повышенные средние содержания Ti, P, V, Co, Ni, Mg, Mn, Cr и их промышленные магматогенные месторождения, в щелочных накапливаются P и РЗЭ, а в гранитах и гранитоидах концентрируются Mo, W, Sn, Bi, Sb, Pb, Zn и другие металлы, станет очевидной разная минералого-геохимическая специализация этих групп магматогенных образований и их существенные отличия друг от друга.

Не вызывает сомнения, что минералого-геохимический облик речного стока в процессе эрозии будет в значительной мере определяться соотношением объемов и площадей, занятых разнотипными магматическими породами в пределах денудируемой площади. Это положение хорошо подтверждается работами А.Е. Ферсмана, В.П. Батурина, И.А. Преображенского, С.Г. Саркисяна и др., установивших пространственное совпадение некоторых терригенно-минералогических, геохимических и металлогенических провинций.

В общих чертах эволюция магматического процесса в истории Земли была рассмотрена в работах Д.С. Коржинского, В.И. Лебедева, И.Д. Рябчикова, А.И. Тугаринова, Г.В. Войткевича, В.А. Жарикова, О.А. Богатикова с соавторами, А.А. Маракушева, В.А. Рудника, Т.И. Фроловой, В.И. Коваленко, A.E. Ringwood, S.R. Taylor, S. Moorbath, D. Green и др. Не вдаваясь в очень сложную теоретическую часть этой проблемы, рассмотрим некоторые общие закономерности распределения магматических пород на континентальном блоке планеты (рис. 17.13).

На протяжении всей обозримой геологической истории континентов в ней выделяются несколько этапов развития, в течение которых формируются огромные

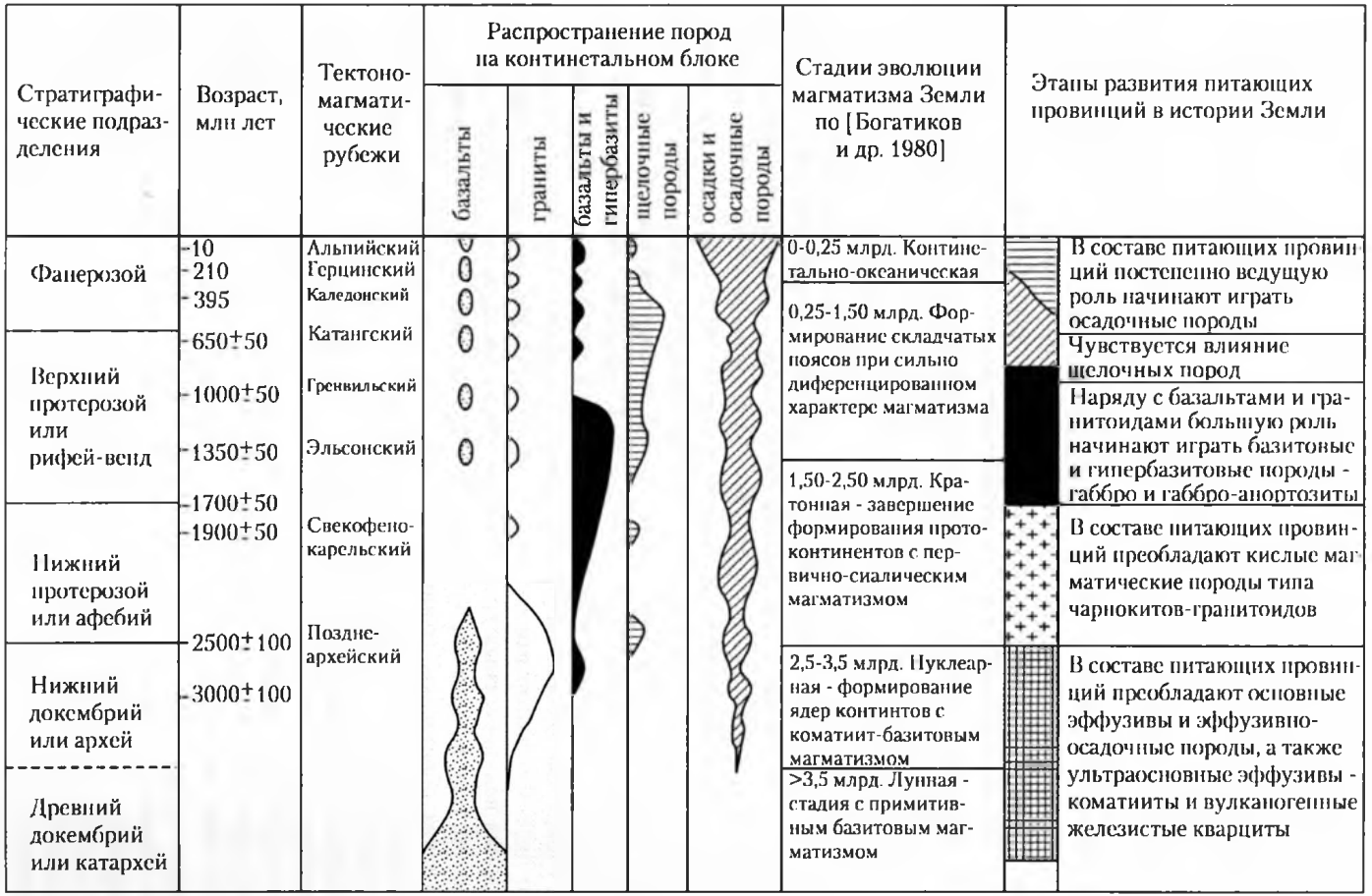


Рис. 17.13. Распространение пород, этапы эволюции магматизма и развитие питающих провинций континентального блока Земли

объемы однотипных магматических пород. Следует подчеркнуть, что существование таких эпох отнюдь не означает их исключительную приуроченность к данным отрезкам геологического времени; те же петрографические типы могут образовываться во время более ранних или более поздних тектономагматических событий, однако их объемы и массы в этих случаях заметно уступают объемам и массам пород, сформированных во время петрографически благоприятных эпох.

Первый и древнейший этап развития континентального блока планеты, по-видимому, соответствовал «лунной» стадии и характеризовался примитивным базитовым магматизмом. Прямых доказательств распространения базитов в древнейшую эпоху, к сожалению, не сохранилось, но, как было показано Л.И. Салопом [1982] и И.А. Резановым [2002] среди катархейских метаморфических комплексов часто встречаются коматииты – ультраосновные эффузивы, по-видимому, генетически связанные с мантией. Кроме того, ведущая роль мантии в катархейских магматических процессах была недавно подтверждена изотопным анализом самарий-неодимовых датировок глинистых сланцев, выполненных в работах К. Найонса с соавторами, К.Дж. Аллегре и Д. Руссо, С. Гольдштейна с соавторами и обобщенных в книге Г. Фора [1989].

Второй этап проявился в архее и завершился позднеархейской складчатостью (2,6–2,8 млрд лет); в это время получают распространение разнообразные гранитоиды – граниты, аляскитовые граниты, гранодиориты, адамеллиты. Среди них особенно выделяются калиевые гранитоиды-рапакиви, ассоциирующие с древнейшими базит-гипербазитовыми интрузиями. Комплексы кислых магматических и эффузивных пород постепенно формировали гранитно-метаморфическое основание протоконтинентов, а это, в свою очередь, открывало возможности для последующего внедрения и становления крупных габбро-анортозитовых интрузий.

Третий этап охватывал интервал от 2,0 до 1,0 млрд лет; на протяжении этого времени образовывались крупные, часто расслоенные базит-гипербазитовые интрузии, сложенные габбро, анортозитами, пироксенитами и другими породами основного ряда. С некоторыми из них ассоциируются крупные магматогенные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, хромита, апатита, платиноидов, а также золота и сульфидов Cu, Ni и Co. С базит-гипербазитовыми интрузиями тесно связано также образование гранитоидов и щелочных пород, однако именно основные и ультраосновные магматические породы являются типоморфными членами свекофанского, эльсонского и гренвильского тектоно-магматических циклов.

Четвертый этап отвечает рифею, палеозою и, отчасти, мезозою (1,0 млрд–135 млн лет); в этот период усиленно формируются комплексы щелочных пород (сиенитов, уртитов, мельтейгитов и др.) и связанных с ними карбонатитов. Как правило, щелочные интрузии представлены небольшими и сложно построенными плутонами; они объединяются в более крупные провинции и контролируются глубинными разломами. Щелочные породы наиболее характерны для каледонского и герцинского тектономагматических циклов. С ними тесно ассоциируются железорудная, апатитовая и редкометальная минерализация. Само собой разумеется, что щелочной магматизм реализовался на фоне гранитообразования и формирования базит-гипербазитовых комплексов.

Пятый этап начался еще в протерозое, когда на континентах зародилась и начала разрастаться на площади осадочная оболочка планеты; в настоящее время, по подсчетам А.Б. Ронова [1993], осадочный чехол покрывает $119 \cdot 10^6$ км^2 по-

верхности континентов (80% их площади). Это означает, что на современных водосборах разрушаются и мобилизуются водными потоками преимущественно осадочные образования. Такое «самообслуживание» осадочного процесса впервые четко обозначилось на рубеже палеозоя и мезозоя, и именно здесь условно проводится граница пятого этапа.

В целом, этапность магматического процесса является хорошей основой для типизации тех питающих провинций, которые в разное время определяли литолого-геохимический и металлогенический облик континентального блока Земли, активно влияли на формирование суммарного речного стока и состава возникающих осадков. Предполагаемая схема эволюции питающих провинций приведена на рис. 17.13. При ее рассмотрении следует учесть, что активное включение питающих областей в осадочный цикл осуществлялось только после денудации орогенов или щитов древних платформ, и поэтому формирование магматических пород и их непосредственное участие в процессе осадкообразования несколько не совпадают во времени.

Разложение магматогенно-метаморфического и осадочного субстрата на континентах в геологическом прошлом Земли, а также мобилизация и перенос осадочного материала в конечные водоемы стока в значительной степени зависели от состояния атмосферы, гидросферы и биосферы, подробно рассмотренных в предыдущих разделах этой главы. Если учесть особенности эволюции этих внешних сфер планеты, а также изменения типов литогенеза и климата континентального блока, то геохимические особенности суммарного стока позволят выделить пять этапов, детально охарактеризованных на рис. 17.14; подробную их характеристику читатель может найти в публикациях В.Н. Холодова [1975; 1989; 1993а,б; 1999].

На первом, наиболее гипотетическом этапе развития континентов (4,0–3,0 млрд лет) в условиях бескислородной атмосферы и при избытке CO_2, CO, CH_4, NH_3, H_2 и других вулканогенных компонентов усиленно выветривались примитивные базальтоиды; эти породы поставляли в воды мелководных водоемов огромные количества двухвалентного железа и массы коллоидного кремнезема. Любопытно, что 1 $м^3$ современного толеитового базальта при полном разложении с помощью дистиллированной воды, в которой растворена углекислота, высвобождает 1112 кг SiO_2 и почти 206 кг металлического железа.

Возможно, что в разложении исходного субстрата большую роль играли наземные бактериально-водорослевые сообщества. Не вызывает сомнения, что внутриконтинентальные водоемы и мелководные моря представляли собой в это время царства коллоидов кремнезема и железа. Кроме того, в осадочных циклах архея большая роль принадлежала углероду, магнию, фосфору и марганцу.

Второй этап (3,0–2,0 млрд лет) хронологически совпадает с позднеархейской и свекофано-карельской гранитизацией, которые создали основу континентальной коры. Так как скорость эрозии гранитоидов почти в 10 раз уступает скорости эрозии базальтов, общее количество терригенно-хемогенного материала в континентальном стоке заметно уменьшилось. Определяющую роль в нем, наряду с коллоидами Fe и SiO_2, начинает играть терригенный материал – кварц и каолинитовые глины. В мелководных, но обширных по площади морях до становления кислородной атмосферы шло интенсивное осаждение сидерита и минералов кремнезема, а на рубеже 2,0–2,2 млрд лет – массовое осаждение гидроксидов железа, марганца и кремнезема [Холодов, Бутузова, 2004а,б].

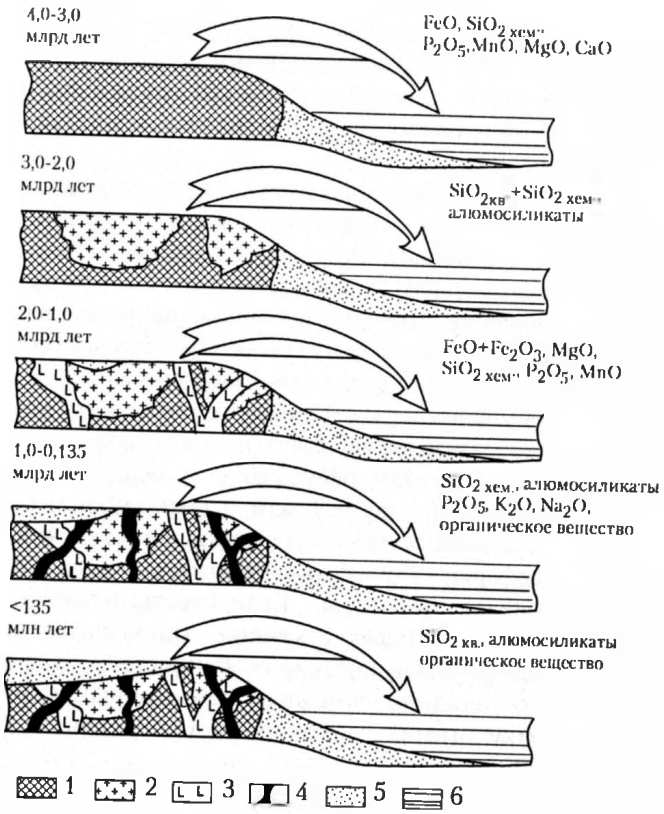


Рис. 17.14. Схема эволюции магматизма и континентального речного стока Земли в докембрии и фанерозое

1 – базальтоиды; 2 – гранитоиды; 3 – габбро-анортозиты; 4 – щелочные породы; 5 – осадочные отложения; 6 – конечные водоемы стока

Третий этап (2,0–1,0 млрд лет) связан с выветриванием крупных, иногда расслоенных и металлоносных габбро-анортозитовых интрузий; в эльсонское и гренвильское время их распространение на континентальном блоке планеты достигло максимума, хотя впервые проявилось оно на рубеже архея и протерозоя. Площади этих плутонов достигали чудовищных размеров; в современном эрозионном срезе они колеблются от 850 км^2 (Бураковский массив, Россия) до 65 000 км^2 (Бушвельд, ЮАР) и даже 120 000 км^2 (Дулут, США). Пространственно с ними связано огромное количество рудных месторождений золота, платины, ванадия, кобальта, хрома, железа и других металлов ряда протокристаллизации. С ними ассоциируются также месторождения апатитов, магнезитов и других нерудных полезных ископаемых. Если учесть также, что сами ультраосновные магматические породы содержат повышенные кларковые содержания Fe, Co, Ni, V, Ti, Mn и других металлов, становится понятным, что их выветривание и эрозия существенно повлияли на континентальный сток; в палеоводоемы протерозоя стали в изобилии поступать Fe, Mn, P, Mg, Ti и кремнезем. Геохимическая ситуация нового этапа развития планеты стала напоминать обстановку архея.

Четвертый этап (1,0 млрд–135 млн лет) отражает, по-видимому, новые изменения в составе магматических пород континентального блока; в это время в литосферу внедряется огромное количество массивов щелочных пород. Обычно щелочные плутоны имеют довольно пестрый петрографический состав (пикрит, щелочные габбро, сиенит, фонолит, уртит, фойялит и др.), сложное концентрическое строение и небольшие размеры. Так, например, по подсчетам М.П. Орловой [1978], на территории бывшего СССР щелочные массивы размерами более 100 км^2 составляют 10%, 10–100 км^2 – около 60%, а массивы менее 10 км^2 – примерно 30% от общего их числа. В то же время количество щелочных массивов в каждой щелочной провинции чрезвычайно велико и исчисляется десятками и даже сотнями проявлений.

С щелочными интрузиями обычно связаны месторождения апатита, ванадиеносного титаномагнетита, стронционита, барита и разнообразных редких элементов (Nb, Ta, РЗЭ, U, Th, Zr и др.); характерны скопления карбонатов. Все это, несомненно, отражается на составе суммарного речного стока, в котором появляется избыток K_2O, Na_2O, хемогенного SiO_2, фосфора и многих других металлов.

Необходимо подчеркнуть, что выветривание материнских пород и мобилизация осадочного материала особенно усиливается, начиная с середины силура (410–415 млн лет тому назад), когда наземная растительность выходит на сушу и постепенно становится важнейшим фактором гумидных процессов. Участие растений в процессах мобилизации материала на континентах проявляется в усилении процессов выветривания, в широком развитии кислых сред и металлорганических соединений, в интенсификации окислительно-восстановительных реакций, в становлении современных почвенных процессов. Распространение наземной растительности на континентах создает гумидный тип литогенеза в том виде, который ярко проявляет себя в плиоцен-четвертичное время. Приходится думать, что в досилурийское время на континентах планеты четко выделялись только зоны ледового и аридного процессов, а общая обстановка седиментогенеза напоминала марсианскую.

Пятый и заключительный этап эволюции континентального стока (<135 млн лет) проходит при полном господстве осадочного чехла, который перекрывает более древние магматогенно-метаморфические толщи и сам становится главным донором осадкообразования. В это время в моря и океаны, окружающие континенты планеты, резко сокращается поставка многих металлов, особенно типичных для магматогенных источников питания. Заметно усиливается дифференциация осадочного процесса – на водосборах господствуют гумидный, аридный, ледовый или вулканогенно-осадочный источники осадочного или вулканогенно-осадочного материала. Возрастает роль терригенного осадконакопления – образование грубых осадков, перенос взвесей, обломков минералов и детритной органики становится ведущим явлением седиментации.

Формирование крупнейших океанских водоемов, изменение положения континентов относительно друг друга, полюсов и климатических зон оказали решающее влияние на общее развитие осадкообразования. Мир осадков и осадочных пород по общему ходу своего развития окончательно приблизился к современному.

В целом, сопоставляя между собой диаграммы, изображенные на рис. 17.14, можно придти к выводу, что с течением геологического времени от катархея к квартеру происходит усложнение строения того магматогенно-метаморфического субстрата, который слагает ядра орогенов или основание щитов платформ на континентальном блоке Земли. Каждая последующая фаза магматизма добав-

ляет новую порцию минералого-геохимических компонентов к прежней совокупности минералов и химических элементов, но в корне не меняет ее. Поэтому и состав суммарного континентального стока на каждом новом этапе развития, по-видимому, не менял свою структуру коренным образом, а только приобретал новый минералого-геохимический акцент.

Эволюция состава питающих провинций континентов хорошо увязывается с реализацией некоторых рудных процессов и, в первую очередь, с развитием железорудного процесса и процесса фосфоритообразования. Важнейшие закономерности распределения осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений железа во времени и пространстве были установлены в работах Н.М. Страхова [1947; 1960; 1963]; последующие исследования Л.Н. Формозовой, Н.А. Плаксенко, И.П. Семененко, Г.С. Момджи, В.М. Григорьева, В.С. Попова, А.У. Литвиненко, Е.Ф. Шнюкова, Д.П. Сердюченко, а за рубежом Ф. Блонделя, Т.Ф. Трентона, Дж. Менарда, A.O. Hayes, H. Harder, H.L. James, G. Gross, J.V. Dorr и др. существенно дополнили, но не изменили общую картину железорудного рудогенеза.

В монографии Н.М. Страхова было показано следующее.

1. Среди различных типов железорудных месторождений можно выделить семь разновидностей, но главными носителями промышленного железа являются джеспилитовые руды, месторождения пластовых сидеритов и морские оолитовые гидрогетит-хлорит-сидеритовые руды, подробно описанные в главе 9 этой книги и в ряде предшествующих публикаций [Холодов, 1968; 1973; Холодов, Бутузова, 2001; 2004а,б].

2. В течение обозримого геологического времени железорудный процесс дискретен. Чередуются эпохи, когда усиленно формируются многочисленные месторождения железных руд и эпохи, на протяжении которых они отсутствуют.

3. В докембрийское время преимущественно формировались джеспилитовые месторождения, с начала фанерозоя – морские оолитовые скопления, мезозой и кайнозой характеризуются распространением озерно-болотных руд, и только начиная с юрского времени известны руды коры выветривания. Таким образом, от докембрия к квартеру возрастает разнообразие типов железорудных месторождений, что отражает увеличение сложности геологических процессов во времени.

Распределение железорудных месторождений мира в стратиграфическом разрезе показано на рис. 17.15; дискретность и периодичность железорудного процесса на графике вырисовывается очень четко. В ряду древнейших железорудных эпох резко выделяется архейско-нижнепротерозойское время формирования крупных джеспилитовых бассейнов. Джеспилитовые бассейны разведаны в Австралии (Хаммерсли, Пилбара), ЮАР (Трансвааль), Индии (Бихар-Орисса и др.), в США (оз. Верхнее), Канаде (Лабрадорский трог), в России (КМА), на Украине (Кривой Рог), в Бразилии (Железный квадрат). Подсчитанные запасы железных руд, возникших в интервале 2,5–2,2 млрд лет, оцениваются в 3,2 триллиона т богатой руды.

Среди фанерозойских железорудных эпох по величине суммарных запасов выделяется карбоновая ($40 \cdot 10^9$ т руды), меловая ($31 \cdot 10^9$ т) и четвертичная эпохи ($30 \cdot 10^6$ т). Очевидно, что общая интенсивность осадочного железорудного процесса падает от докембрия к квартеру. Такая особенность железорудного процесса хорошо увязывается с общим развитием питающих провинций континентального блока Земли.

Следует иметь в виду, что специализация допротерозойских водосборов и питающих областей отражала геохимическое влияние мантии, а в этой оболочке Зем-

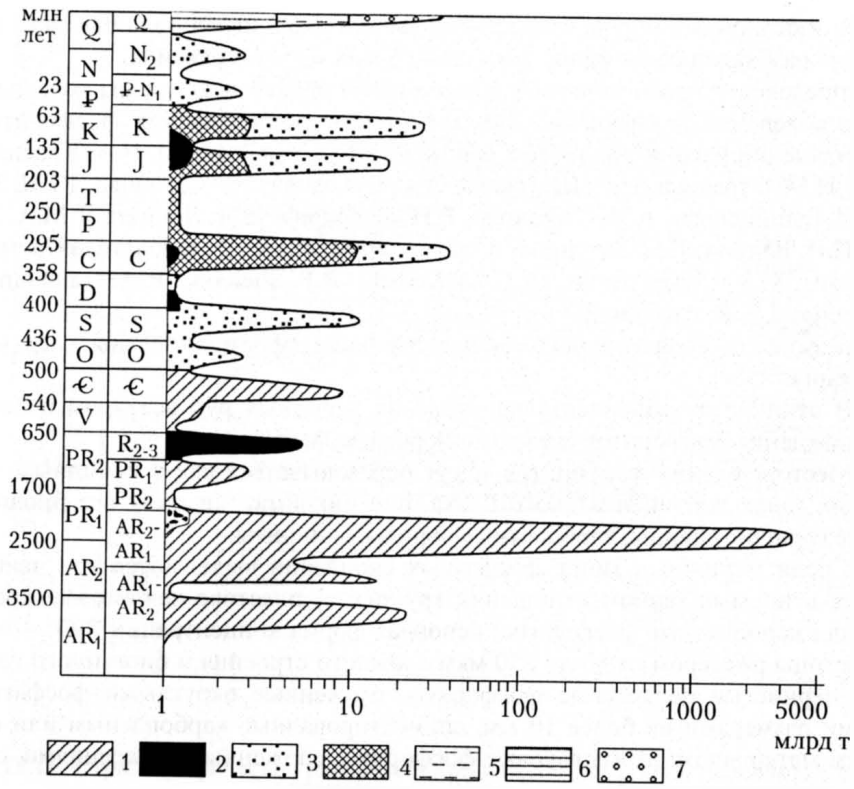


Рис. 17.15. Стратиграфическое распределение промышленных запасов железа и типов железорудных месторождений

1 – джеспиллиты; 2 – метасоматические сидериты; 3 – оолитовые гидрогетит-хлорит-сидеритовые руды; 4 – конкреционные сидериты угленосных отложений; 5 – озерно-болотные железные руды; 6 – железные руды кор выветривания; 7 – россыпные месторождения титаномагнетита

ли, согласно расчетам А.Э. Рингвуда [1972], содержится до 9,25% окислов железа. Именно в связи с влиянием мантии состав водосборных площадей архея можно охарактеризовать следующими особенностями: 1) древнейшие базальтоиды, типичные для катархея, содержали, по-видимому, избыточные количества железа и др. металлов; 2) основной и ультраосновной вулканизм (коматииты, базальты) играл большую роль в формировании зеленокаменных поясов и поставлял в них значительные массы железа; 3) в толщах пород, слагающих зеленокаменные пояса, заключены многочисленные месторождения железистых кварцитов, которые связаны с эффузивами и содержат большие массы железа и других металлов; 4) все магматические, а также метаморфические породы архея, включая эндербит-чарнокитовые и тоналит-трондьемитовые породы («серые гнейсы»), заметно обогащены железом и другими металлами.

В верхнем протерозое, палеозое и мезозое-кайнозое соотношение магматических пород на водосборах уменьшало общее количество железа, вовлекаемого в осадочные циклы. Падению содержания многих рудных компонентов способствовало также растущее участие в осадочных циклах переотложенного материала

осадков и осадочных пород; этот безрудный материал играл роль балласта и интенсивно разбавлял содержание железа в осадках морей и океанов.

Распределение промышленных запасов резко меняется, когда мы переходим к оценке поведения фосфоритов. Закономерности распределения фосфоритовых месторождений рассматривались в работах Б.М. Гиммельфарба, Н.А. Красильниковой, Н.М. Страхова, Н.С. Шатского, А.С. Соколова, Э.А. Еганова, Ю.Н. Занина, Г.И. Бушинского, А.И. Смирнова, В.Н. Холодова, А.Л. Яншина и М.А. Жаркова, Н.И. Юдина, Г.Н. Батурина, а среди зарубежных исследователей в трудах Дж. Кука, М.У. Макелхинни, V.E. McKelvey, R.P. Sheldon, R.A. Guldbrandsen, J.H. Shergold, S.R. Riggs и др.

В результате коллективного творчества были сформулированы следующие положения.

1. В отличие от континентально-морских железных руд все промышленные месторождения фосфоритов связаны с морскими фациями.

2. Месторождения фосфоритов могут образовываться как в гумидных, так и аридных зонах континентального блока, они биклиматичны как все биолиты – черные горючие сланцы, карбонатные породы, силициты.

3. Среди различных типов фосфатных скоплений выделяются три наиболее важные в промышленном отношении группы: а) пластово-пеллетовые кремнистые или карбонатные фосфориты; основная форма концентрации P_2O_5 – пеллеты, частицы размером от 60 до 250 мкм сложного строения и биогенного генезиса; б) зернистые пеллетовые фосфориты, сложенные округлыми фосфатными зернами размерами не более 10 мм, сцементированные карбонатным или кремнистым материалом; в) желваковые фосфориты, сложенные конкрециями, сгустками или гальками размером от 5 до 10 см в диаметре.

4. В отличие от железных руд основные запасы месторождений фосфоритов локализуются не в докембрийских, а в фанерозойских отложениях.

Как хорошо видно на рис. 17.16, суммарные мировые запасы P_2O_5 в геологической колонке планеты распределяются довольно неравномерно. Если исключить пермский максимум (7,6 млрд т P_2O_5), связанный с единственным в мире фосфоритоносным бассейном Фосфориа (США), то хорошо видно, что на континентальном блоке Земли выделяются две глобальные эпохи фосфоритообразования – вендско-кембрийская и мел-палеогеновая.

Сопоставление стратиграфического распределения кларковых содержаний и рудных скоплений фосфора, анализ состава парагенетически связанных с фосфоритами месторождений и пород, а также изотопно-геохимические наблюдения, обобщенные в статьях В.Н. Холодова [1996; 1997; 2002], показывают, что образование фосфатных эпох было подготовлено развитием магматизма на суше и усиленной эрозией магматических комплексов.

Общеизвестно, что повышенные содержания фосфора в виде апатита локализуются либо в гипербазитовых, габбро-анортозитовых интрузиях, либо связаны с щелочными магматическими породами. Вендско-кембрийская эпоха фосфоритообразования, по-видимому, является результатом выветривания габбро-анортозитовых интрузий. Известно, что в эльсонскую (гренвильскую) и байкальскую фазы складчатости максимальное влияние на осадочный процесс оказывали именно основные–ультраосновные интрузии древнего субстрата, площадь которых на континентах достигла величины приблизительно $4 \cdot 10^5$ км^2.

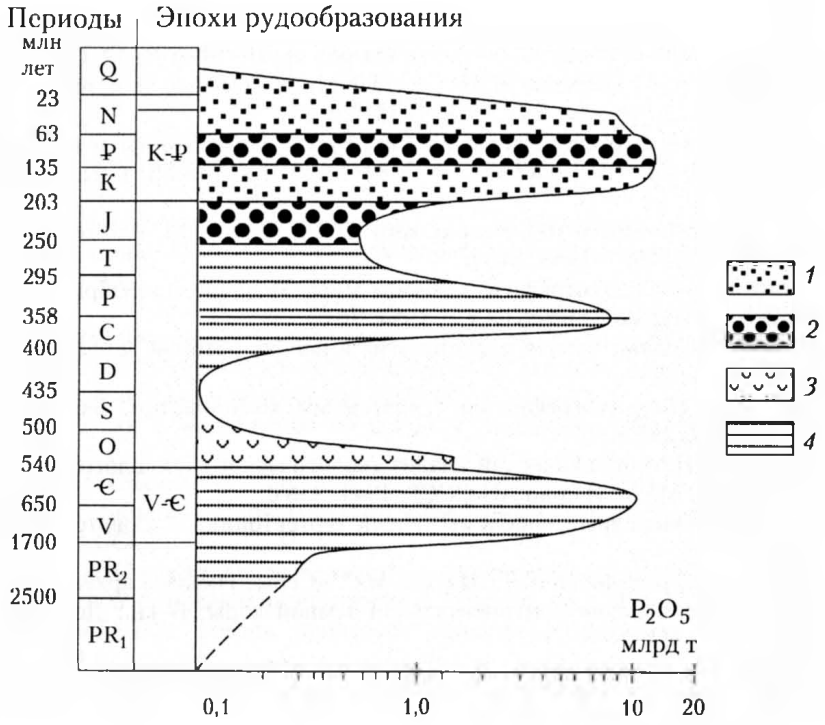


Рис. 17.16. Стратиграфическое распределение запасов фосфора и типов месторождений фосфоритов.

1 – ракушняковые фосфориты; 2 – желваковые фосфориты; 3 – зернистые фосфориты; 4 – пеллетовые пластовые фосфориты

Так как ы 1 км^3 габбро содержится $9 \cdot 10^6$ т P_2O_5 нетрудно рассчитать, что полное разложение и эрозия первых 20 м этой массы базит-гипербазитов смогло бы в смежных морях отразиться в виде возникновения фосфоритовых месторождений с запасами $6{,}45 \cdot 10^9$ т P_2O_5. Кроме того, в палеобассейны венд-кембрийского времени должны были бы поступать кремнезем, магний, железо, марганец, ванадий, титан и ряд других продуктов разрушения тех же ультрабазитов. Месторождения именно этих химических элементов обычно ассоциируются с пеллетовыми фосфоритами в азиатских, австралийских и африканских фосфоритоносных бассейнах венда и кембрия.

При формировании месторождений фосфоритов мел-палеогеновой эпохи источник фосфора несколько изменился; на первый план в палеозойское время выходит щелочной магматизм, с которым особенно тесно связано формирование карбонатитов с апатитовым и редкометальным оруденением. Их переработка в корах выветривания и сопровождающий ее механический и биохимический вынос фосфора несомненно отражался в осадках смежных палеоморей и очень часто приводил к образованию желваковых и зернистых фосфатных скоплений.

Не вызывает сомнения, что вендско-кембрийская и мел-палеогеновая эпохи фосфогенеза непосредственно отражают протерозойский и палеозойский этапы развития магматизма планеты.

Литература

Альварес У., Азаро Ф. Удар из космоса // В мире науки. 1990. № 12. С. 32–38.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря // М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального образования. Т.I. Палеозой. Т. II. Мезозой и кайнозой. Госгеолитехиздат, 1961. 120 с. 315 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1–4. М. Всесоюзн аэрогеол. трест Мингео СССР, 1967–1968. 240 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов // Л.: Изд-во Мингео СССР, 1984. 70 с.

Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. 1985. № 3. С. 2–26.

Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 292 с.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 336 с.

Белоусов В.В. Очередные проблемы общей геотектоники // Советская геология. 1954. № 41. С. 5–36.

Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. «Серые гнейсы» архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры. В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 17 –24.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Яшина Р.М. и др. Магматизм и геодинамика активизированных областей. В кн.: Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 187–222.

Богатиков О.А., Коваленко В.И. Эволюция магматизма в истории литосферы. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 115–128.

Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 208с.

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Л.: Госхимиздат. Ч. 1. В. 1. 1933. 202 с.

Вернадский В.И. Труды по геохимии. М.: Наука, 1994. 495 с.

Виноградов А.П. Геохимия рассеянных элементов морской воды // Успехи химии.1944. № 1, 3. С. 15–62.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

Виноградов А.П. Газовый режим Земли. В кн.: Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 5–22.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука. 1967. 213 с.

Виноградов В.И. Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли по изотопным данным // Геохимия. 1982. № 5. С. 621–628.

Виноградов В.И. Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли. В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 128–133.

Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной обстановки Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.

Войткевич Г.В. Роль органического вещества в создании условий для накопления металлов. В кн.: Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. С. 115–146.

Волин А.В. Твердый сток и скорость эрозии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и физ. 1946. № 5. С. 483–497.

Гаррелс Ч.Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород, М.: Мир, 1974. 269 с.

Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. М.: ГЕОС, 2004. 118 с.

Давиташвили Л.Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971. 295 с.

Заварзин Г.А. Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 192 с.

Заварзин Г.А. Смена парадигм в биологии // Вестник РАН. 1995. Т. 65. № 1. С. 8–23.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Бетехтина О.А. и др. Основные биотические события в фанерозое Сибири. В кн.: Проблемы антропогеновой эволюции биосферы. М.: Наука. 1993. С. 25–54.

Зотов И.А., Жуков В.В. Трансмагматические флюиды как форма дегазации мантии Земли. В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 9–15.

Казаков А.Н. Раннеархейская история Земли и проблемы водного осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 13–20.

Кей М. Осадки и погружения во времени. В кн.: Земная кора. М.: Мир,1957. С. 687–700.

Келлер Б.М. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1975. С. 43–57.

Кирилюк В.П. О некоторых особенностях догеосинклинальной стадии развития Земли в свете данных сравнительной планетологии // Геол. сборник. 1976. № 15. С. 69–75.

Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР,1962. 24 с.

Кузнецов С.С. Историческая геология. М.: Гос. учебн.-педагогич. изд-во просв. РСФСР, 1962. 285 с.

Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 215 с.

Летников Ф.А. Глубинная дегазация и геологическая история Земли. В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 3–6.

Летников Ф.А., Карпов Н.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 218 с.

Летников Ф.А., Жакуев Н.С., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 133 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 292 с.

Любимова С.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 256 с.

Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М.: Недра, 1982. 175 с.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамические модели флюидного режима Земли. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974. С. 102–130.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Наука, 1987. 402 с.

Мензбир М.А. Очерк истории фауны Европейской части СССР. М.: ГОНТИ, 1934. 230 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и геохимия континентов. В кн.: Палеовулканология. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 22–35.

Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишников И.А. и др. Историческая геология. М.: Недра, 1986. 352 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР // Труды Комиссии по изуч. четв. периода. Т. VIII. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 188 с.

Орленок В.В. К проблеме эволюции лика Земли // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка. 1982. № 1. С. 3–10.

Орленок В.В. История океанизации и доокеанического прошлого Земли. В кн.: Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 54–87.

Орлова М.П. Размещение и минералогическая специализация щелочных магматических формаций территории СССР // Объяснит. записка к карте 10 000 000. Л.: Геграфиздат, 1978. 120 с.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. I,II. М.-Л.:ГОНТИ, 1940. 476 с. 420 с.

Раабен М.Е. О скоростях осадконакопления в рифее // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 117–130.

Резанов И.А. Ранняя история Земли. М.: Препринт ИИЕ и Т АН СССР, 1990. 76 с.

Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 299 с.

Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7–26.

Розанов А.Ю. Что произошло 600 млн лет назад. М.: Наука, 1986. 84 с.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.

Ронов А.Б. Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути их эволюции // Геохимия. 1981. № 11. С. 1616–1626.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 143 с.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 миллионов лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 3–11.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Количественные закономерности распространения осадков в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 3–16.

Руденко А.П. Теория саморазвития открытых каталитических систем. М.: Изд-во МГУ, 1969. 280 с.

Рудник В.А., Саботович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 149 с.

Рябчиков И.Д. Водные растворы в верхней мантии и проблема дегазации Земли. В кн.: Подземные воды и эволюция литосферы. Т. I. М.: Наука, 1985. С. 176–187.

Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 264 с.

Салоп Л.И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли // Труды Межд. геол. конгр. XXII сесс. Доклады сов. геологов. Геология докембрия. 1964. С. 40–86.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1984. 349 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя // Труды ГИН АН СССР. Вып. 256. М.: Наука, 1974. 302 с.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А., Овчинников Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея; Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинский серии, Восточная Сибирь // Докл. АН СССР. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.

Сеславинский К.Б. О влиянии фактора длительности стратиграфических интервалов на оценки скоростей осадконакопления // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1981. Т. 260. № 3. С. 702– 705 (а).

Соколов А.С. Седиментологические особенности фосфоритообразования, литогенетические типы и закономерности размещения фосфоритов. В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977. С. 171–175.

Соколов А.С. Фосфор в стратисфере // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 370–373.

Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестник АН СССР. 1976. № 1. С. 126–143.

Соколов Б.С. Вендская система и «неопротерозой-III» // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 51–67.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 114 с.

Страхов Н.М. Задачи и методы исторической геологии. М.-Л.: ГОНТИ, $1932_а$. 147 с.

Страхов Н.М. Закономерности орогенеза в освещении H. Stille (изложение и разбор) // Бюлл. МОИП. Нов. сер. № 3–4. $1932_б$. С. 382–412.

Страхов Н.М. Историческая геология. Ч. 1–2. М.: Учпедгиз, 1937. 428 с.

Страхов Н.М. Историческая геология. М.: Учпедгиз, 1938. 499 с.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. Ч.II. М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. 396 с.

Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 70–111.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР,1960.Т. I. 212 с.Т. II. 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: ГОНТИ, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 292. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза. В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 9–240.

Татаринов Л.П. Палеонтологические аспекты эволюции биосферы. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 198–210.

Тетяев М.М. Курс геотектоники. М.-Л.: ГИГЛ, 1934. 340 с.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10–34.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. №. С. 3–23.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Баланс вод современного осадочного процесса // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1986. Т. 287. № 6. С. 1435–1439.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Осадочная оболочка Земли как возможный источник гидросферы // Докл. АН СССР. Сер. геол. $1986_а$. Т. 238. № 1. С. 197–230.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Эволюция массы природных вод и геологический процесс // Докл. АН СССР. Сер. геол. $1986_б$. Т. 288. № 2. С. 444–447.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 3–19.

Ульянов А.А. Почему погибли динозавры и появился человек? Тольятти: Изд-во Фонда автозавод. района, 1994. 32 с.

Фэйрбридж Р.В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты. В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. I. М.: Мир, 1970. С. 357–387.

Файф Х., Прайс Р., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука. 1981. 100 с.

Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции Metazoa. М.: Наука, 1987. 176 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

Хаттори К., Кемпбел Ф.А., Кроуз Х.Р. Распространенность изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–849.

Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 562 с.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия // Труды ГИН АН СССР. Вып. 251. М.: Наука, 1973. 274 с.

Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.

Холодов В.Н. Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 3–27.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества // Литология и полез. ископаемые. $1993_а$. № 2. С. 3–23.

Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 2. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества // Литология и полез. ископаемые. $1993_б$. № 5. С. 3–26.

Холодов В.Н. Кривая Л.И. Салопа-Дж. Гиллули – реальность или артефакт? // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 2. С. 49–66.

Холодов В.Н. Эпохи фосфоритообразования как отражение эволюции магматизма в истории Земли // Докл. АН СССР. Сер.геол. 1996. Т. 347. № 4. С. 531–534.

Холодов В.Н. Скорости осадконакопления в настоящем и в прошлом // Отечественная геология. $1997_а$. № 3. С. 273–286.

Холодов В.Н. Эпохи фосфоритообразования и биогеохимия фосфора // Литология и полез. ископаемые. $1997_б$. № 6. С. 563–576.

Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций и осадочное рудообразование // Природа. 1999. № 1. С. 58–71.

Холодов В.Н. Проблемы возникновения эпох фосфоритообразования в истории Земли // Геология рудн. месторождений. 2002. № 5. С. 371–385.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–353.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритосодержащих железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. $2004_а$. № 6.С. 454–475.

Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Проблемы ситдеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 2. Общие вопросы фанерозойского и докембрийского железорудного процесса // Литология и полез. ископаемые. $2004_б$. № 6. С. 475–563.

Чернов В.Г. Псефиты в геологической истории Земли: Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. МГУ. 1980. 42 с.

Чернов В.Г. Псефиты Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1984. 298 с.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 1. С. 26–57.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. Прислонение слоев как показатель палеорельефа бассейнов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 15–27.

Шлегель Г. Общая микробиология. М.: Мир, 1972. 475 с.

Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 309 с.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1968. 475 с.

Энгельгардт В.А. Познание явлений жизни. М.: Наука,1984. 304 с.

Ягендорф А.Т. Роль фосфатов в фотосинтезе. В кн.: Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. С. 415–427.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей. В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 115–135.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.Н. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 90–97.

Яншин А.Л., Есина Л.А.. Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е. Структура чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна // Геотектоника. 1980. № 1. С. 72–85.

Bernal L.D., Sears M. The problem of stages in bijpoesis // Oceanography. Am. Assoc. Advan. Sci. Publ., Waschington, D.C. 1961. N 67. P. 38–53.

Blatt H., Jones R.L. Proportion of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86. № 8. P. 1085–1088.

*Boswell P.*G.H. On the Mineralogy of Sedimentary Rocks. London, 1933. 450 p.

Egyed L. Determination of changes in the Dimensions of the Earth from Paleogeographical Date // Nature. 1956. V. 178. № 36. P. 534–539.

Egyed L. A new dinamic conception of the internate constitutions of the Earth // Geol. Rundschau. 1957. Hf. I. S. 101–122.

Goldschmidt V.M. Geochemie // Yandworterbuch der Naturwissenschaften, 1933. Bd. IV. Jena. 886 p.

Gilluly J. Distribution of mountain bullding in geologie time // Bull. Geol. Soc. of America. 1949. V. 60. № 4. P. 561–589.

Harvey H.W. The chemistry and vertility of sea water. Cambridge: Univ. Press, 1955. 84 p.

Holmes A. The constructions of a geological time scall // Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1947. V. 21. P. 117–152.

Hoyle F., Fowler W.A. Nuclear cosmochronology // Ann. Phys. 1960. V. 10. № 2. P. 280–302.

Rubey W.W. Geologic history of sea water: an attemp to state the problem. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. V. 62. № 9. p. 1111–1148.

Rubey W.W. Development of hedrosphere with special reference to the probable composition on the early atmosphere // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1955. V. 62. P. 631–650.

Schidlowski M. Antiquity and evolutionary status of bacterial sulfate reduction: sulfur isotope evidence // Origin of Life. 1979. V. 9. P. 299–311.

Schidlowski M. Uraniferous constitutions observations and implications for the Witwatersrand metallogeny US // Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. № 1161. 89 p.

Sverdrup H.V., Johnson H.W., Fleming R.H. The Oceans. N.Y. Pr. Hall Inc. Englewong Cliffs, 1942. 550 p.

Stille H. Grundfragen der Verglichenden Tectonic. 1924. 550 s.

Termier H., Termier C. Historie geologique de la biosphere. 1952. 640 p.

White D.E. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and explotation of geothermal energy resources // Geothermics. 1970. V. 1. P. 58–80.

Оглавление

Предисловие редактора 5
Введение 7
Глава 1. Осадочный процесс и литолого-геохимические результаты его деятельности 12
Зона осадкообразования 12
Стратисфера 14
Средний состав стратисферы 15
Полезные ископаемые стратисферы и условия их образования 20
Глава 2. Методология и методика геохимии осадочного процесса 26
Сравнительно-литологический метод 26
К истории сравнительно-литологического метода 29
Глава 3. Основной закон геохимии осадочного процесса – фазовая дифференциация вещества 42
Сравнение химического состава магматических и осадочных пород и руд 42
К истории представлений об осадочной дифференциации вещества 45
Концепция фазовой дифференциации Н.М. Страхова 51
Глава 4. Геохимия осадочного процесса в гумидных зонах 65
Зональность современного осадочного процесса 65
Характерные черты осадкообразования в современной гумидной зоне 68
Фазовая дифференциация в почвах 69
Фазовая дифференциация в корах выветривания 73
Фазовая дифференциация в болотах 78
Мобилизация осадочного материала на водосборах 81
О механической работе современных рек 85
Фазовая дифференциация в конечных водоемах стока 89
Глава 5. Геохимия осадков Черного моря 107
Водосбор Черного моря 107
Морфометрия водоема и баланс воды 109
Соленость вод и биос 109
Гидродинамика водоема и распространение современных осадков 112
Метод абсолютных масс и поведение «разбавителей» – терригенного материала, карбонатов и органического вещества 114

Поведение химических элементов в современных осадках и их связь с минеральными формами нахождения ... 117
Устойчивость магматических минералов в зоне выветривания и ее влияние на химический состав современных осадков ... 123
Сероводородное заражение в Черном море и распределение H_2S в водах и илах ... 128
Развитие черноморского палеоводоема и генезис сероводородного заражения ... 130
Сероводородные бассейны мира и их возможная роль в осадочном рудообразовании ... 133
Глава 6. Морфометрия современных водоемов и фазовая дифференциация осадочного материала ... 141
О морфометрии современных водоемов ... 141
Фазовая дифференциация в озерах, морях и океанах ... 153
Глава 7. Диагенез современных и древних осадков ... 162
Субаэральный диагенез ... 162
Субаквальный диагенез ... 168
Восстановительный диагенез ... 169
Окислительный дигенез ... 179
Глава 8. Особенности гранулометрии, а также минерального и химического состава древних гумидных отложений ... 193
О гранулометрии осадочных пород ... 193
Гранулометрический и минеральный состав гумидных терригенных пород ... 193
О связи между размерами и минеральным составом частиц ... 198
Акцессорные минералы и их значение при палеогеографических построениях ... 201
Пелитовая фракция и глинистые минералы ... 204
Гранулометрия и химический состав древних гумидных отложений ... 206
Глава 9. Геохимия осадочных гумидных руд ... 220
Общие вопросы рудогенеза ... 220
К минералогии и геохимии россыпей ... 224
Осадочные руды Al–Fe–Mn ... 228
Фанерозойские осадочные руды Al–Fe–Mn ... 229
О генезисе фанерозойских бокситов, железных и марганцевых руд ... 248
Миграционная способность Al, Fe и Mn и содержание в их рудах элементов-примесей ... 253
Докембрийские джеспиллитовые руды Fe и Mn ... 256

Глава 10. Геохимия угленосных отложений ... 274
Составные части углей ... 274
Химический и минеральный состав углей ... 277
О промышленной классификации углей ... 279
Процессы углеобразования ... 280
О метаморфизме углей и отражательной способности витринита ... 287
Об условии формирования пластов углей, угольных месторождений и бассейнов ... 288
Общие закономерности распределения месторождений угля во времени и на площади континентов ... 294
Геохимия элементов-примесей в углях ... 298
Глава 11. Геохимия осадочного процесса в аридных зонах ... 314
Закономерности распределения аридных зон ... 314
Общая характеристика аридного процесса ... 314
О происхождении красноцветных формаций ... 316
Особенности гранулометрического, минерального и химического состава древних аридных отложений ... 320
Эвапоритовые процессы на континентах и в морях ... 322
Эвапоритовые процессы в пустынях ... 322
Эвапоритовые процессы на рубеже континент – море ... 325
Себкха – эвапоритовые процессы на прибрежных равнинах ... 325
Эвапоритовые процессы на побережьях морей и океанов ... 328
Об условиях образования древних морских галогенных отложений ... 333
Общая схема трансформации морской воды при испарении и выпадении в осадок твердых фаз ... 333
Древние морские солеродные бассейны ... 337
Общие закономерности формирования и распределения эвапоритовых отложений ... 343
Геохимия элементов-примесей в эвапоритах ... 353
О редкометальных месторождениях галогенов ... 359
Глава 12. Геохимия красноцветных отложений и происхождение стратиформных медно-свинцово-цинковых месторождений ... 370
О месторождениях Cu-Pb-Zn ... 370
Месторождения типа медистых песчаников ... 371
Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах ... 379
О генетической связи медно-свинцово-цинковых месторождений с красноцветными и солеродными формациями ... 388

Глава 13. Биосфера и аклиматические осадочные породы и руды 409
О геохимических особенностях биосферы 409
Захоронение органического вещества и образование аклиматических биогенных отложений 415
Глава 14. Геохимия черных сланцев 427
К проблеме типизации черных сланцев 427
Типы месторождений черных сланцев 431
Горючие сланцы Грин-Ривер (США) 431
Черные сланцы чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья 435
Углеродистые сланцы Каратау-Джебаглинского района 439
О геохимических критериях сероводородного заражения в древних палеоводоемах 445
Проблемы геохимии элементов-примесей в черных сланцах 448
Глава 15. Геохимия фосфоритов 459
К проблеме минералогии фосфоритов 459
О парагенетической связи черных сланцев и фосфоритов 460
О типах месторождений фосфоритов 463
О происхождении фосфоритов 480
О геохимии элементов-примесей в фосфоритах 490
Уран и торий в фосфоритах 494
Редкие земли в фосфоритах 495
Глава 16. Геохимия катагенеза 506
Стадия и зона катагенеза 506
О роли воды в стратисфере 506
Стратисфера и проблемы нефтегазообразования 511
О типах катагенетических преобразований 513
Катагенетические преобразования инфильтрационного типа и редкометальный рудогенез 516
Катагенетические преобразования элизионного типа и формирование нефтяных и газовых месторождений 521
Дегидратация глин и ее литолого-тектонические последствия 525
Фазовые преобразования органического вещества и дебитуминизация глин 533
Минералого-геохимические следы разгрузки элизионных систем 538
Об эпигенетических изменениях в песчаниках-коллекторах 539
Эпигенетические изменения красноцветов в приразломных зонах 539

Грязевые вулканы..... 542
Глава 17. Эволюция осадочного процесса в истории Земли..... 551
Планетарная и геологическая история Земли..... 551
О реконструкции осадочного процесса на разных этапах развития Земли..... 556
Эволюция внешних геосфер Земли и осадочный процесс..... 565
К проблеме эволюции атмосферы..... 565
Эволюция гидросферы..... 569
Эволюция рельефа и бассейнов седиментации..... 572
Эволюция биосферы..... 579
Эволюция питающих провинций и эпохи осадочного рудообразования.... 586

Научное издание

Владимир Николаевич Холодов

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института Российской академии наук

Редактор *Г.Ю. Бутузова*

Подписано к печати 20.10.2006.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 60,0.
Тираж 600 экз. Тип. ВТИИ, Москва. Зак. № 1564.

Издательство ПК ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92
E-mail: geos@ginras.ru

Отпечатано с готовых пленок
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.