

Ю.П. КАЗАНСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ
В ТЕОРИЮ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 557

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN DIVISION

TRANSACTIONS OF THE
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 557

KAZANSKY Ju. P.

INTRODUCTION
TO THEORY
OF SEDIMENTATION

Responsible editor
dr. geol.-min. sciences *A. D. Dodatko*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN DIVISION
Novosibirsk · 1983

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

173

ВВЕДЕНИЕ В ТЕОРИЮ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *А. Д. Додатко*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983



Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления.— Новосибирск: Наука, 1983.

Излагается новая теория осадконакопления, в основу которой заложены представления о гетерогенности природного осадка. Выделяемые автохтонные и аллохтонные компоненты позволяют расшифровать осадок как продукт взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Проведена типизация сред образования континентальных и морских осадков и источников осадочного материала, прослежено их изменение в геологической истории Земли. Разработаны принципы выделения седиментационных обстановок и бассейнов для разных возрастных уровней. Введено понятие о седиментосфере. Для важнейших типов полезных ископаемых построены седиментационные модели развития во времени.

Для литологов и геологов, научные и практические интересы которых связаны с учением об осадочных породах.

Ил. 24, табл. 74, библиогр. 683.

A new theory of sedimentation based on the ideas of sediment heterogeneity is described. Authochtonic and allochtonic components being isolated make it possible to consider a sediment as a product of medium and source interaction. Typisation of media of continental and marine sedimentation and sources of sedimentary material is carried out; their changes in geological history of the Earth are traced.

Principles of distinguishing of sedimentary environments and basins of different age levels are developed. The notion of sedimentosphere is introduced. Sedimentary models of the development in time are prepared for the most important types of mineral resources.

ВВЕДЕНИЕ

Учение об осадочных породах подразделяется на две ветви: осадочную петрографию и осадочную петрологию. Первая из них охватывает вопросы классификации, минералогии, типизации структур и текстур, а также описания групп и отдельных типов осадочных пород. Во вторую включены разделы учения об осадочных породах, посвященные условиям формирования осадка и осадочной породы, — седиментологии и литологии. Седиментология предусматривает решение вопросов, связанных с различными аспектами осадконакопления — подготовкой осадочного материала, переносом и седиментацией [150]. Термин «литология», применяемый в более широком смысле, следует относить только к той части осадочной петрологии, в которую входит изучение стадий преобразования в осадочную породу (диагенез) и изменения самой породы (катагенез или эпигенез). Это более соответствует его переводу (литос — камень, логос — слово, наука), т. е. термин отражает изучение окаменевших осадков. Такое понимание термина «литология» является также логическим завершением предложения разделить литогенез на седиментогенез и собственно литогенез [333].

В предлагаемой работе рассматриваются различные вопросы седиментологии. Стадия литогенеза затрагивается только в связи с проблемой реконструкции седиментационных признаков осадочных пород в древних метаморфизованных отложениях. Седиментология относится к той области естествознания, в которую в качестве объекта исследования включена определенная серия конечных продуктов, практически не сохранивших сред образования. Перед исследователем стоит задача не только изучить сохранившиеся компоненты материального тела, но и последовательно восстановить этапы их формирования, включая как состав исходного продукта, так и физико-химические условия процессов, формирующих этот конечный продукт. Характер подобных реконструкций определяется в основном теми заданными конкретными предпосылками, которые будут предвосхищать процесс восстановления стадий формирования определенного осадка или их ассоциаций.

Различаются две основные концепции, определяющие характер реконструкций. Одна предполагает существование во всей или значительной части геологической истории Земли некоторых изначальных и постоянных условий, при которых в тождественных или близких обстановках происходил процесс осадконакопления. Сторонники этого направления считают постоянными или достаточно постоянными такие основные факторы седиментации, как композиция газов в атмосфере, состав солей в морской воде и т. д. Осадочный процесс в этом случае выглядит как единое геологическое явление, мало изменяющееся во времени. Последователи второй концепции рассматривают осадконакопление как единый процесс, но не ограниченный жесткими рамками условий, которые предполагаются в первой концепции. Сторонники этих взглядов допускают варианты достаточно широких отклонений физико-химических величин, определяющих осадочный процесс. Для обоих направлений характерны многие течения, различающиеся оценкой масштабности изменения условий седиментации.

Вероятно, было бы неправильным противопоставлять полностью эти две, казалось бы, несовместимые точки зрения. Представляется, что каждая из них несет некоторый комплекс справедливых утверждений. Одна из задач установления истины в данном случае — оценка постоянства основных параметров, определяющих направленность рассматриваемого

процесса, масштабов стабильности конкретного фактора, влияющего на сам процесс, поэтому в работе сделана попытка дать объективный ответ на поставленную конкретную задачу.

Прежде чем приступить к решению этого сложного вопроса, необходимо было составить четкие представления о самом объекте исследования, разработать принципы типизации факторов процесса, нуждающихся в таком анализе. Без составления конкретной программы невозможно было бы ответить на поставленные выше вопросы, поэтому анализу факторов седиментации предшествует анализ принципов их типизации.

Такое исследование необходимо и потому, что учение об осадочных породах до сих пор представляет собой некий набор удачных или менее удачных описательных частей одного целого, в котором почти не анализируются с позиций физикохимии исходные параметры процессов. Практически отсутствуют конкретные отправные величины — основа такого физико-химического анализа. Необходимость подобных разработок очевидна. Без них невозможно перевести учение об осадочных породах в категорию науки, оперирующую суммой конкретных физико-химических величин, являющихся фундаментом теории, способной прогнозировать реконструкцию конкретного процесса и его возможных продуктов для любой пространственно-временной точки геологической системы координат.

Не менее важный вопрос при построении общей теории осадконакопления — определение исходного круга факторов, обуславливающих появление того или иного типа природного осадка. Таких факторов много: тектоника, климат, химизм вод, источники осадочного материала, органический мир и т. д. Обилие факторов и отсутствие иерархических отношений между отдельными параметрами очень усложняют разработку принципов типизации условий осадконакопления и делают ее практически невозможной. В монографии сделана попытка свести количество основных факторов седиментации до минимума. Предлагается различать среду седиментации и источник осадочного материала, в которые включается все многообразие выделенных ранее факторов. Последние в основном классифицируются по масштабам проявления, а некоторые (например, тектонический режим) отражаются в климате, гидравлическом режиме потока и т. д.

Высказанная в свое время разными исследователями идея об использовании минералов-индикаторов при седиментационных реконструкциях в дальнейшем развивается, потому что природный осадок рассматривается как гетерогенная ассоциация, включающая автохтонные компоненты, образование которых связано с физико-химическими и биохимическими условиями среды седиментации, и аллохтонные продукты, отражающие главным образом динамику среды седиментации. Предлагается в пределах единого, развивающегося процесса седиментации в истории Земли различать периоды, для которых условия формирования автохтонных и аллохтонных компонентов осадков изменялись, что заставляет ограничивать значение минеральных индикаторов в конкретных пространственно-возрастных рамках.

В течение многолетних поисков решений различных аспектов разрабатываемой теории излагаемые в книге взгляды и отдельные, связанные с ними, вопросы неоднократно обсуждались со многими исследователями, в том числе и с теми, кто не разделяет предлагаемую ниже систему представлений. Большая помощь и ценные практические замечания были получены от В. И. Бгадова, О. А. Бетехтиной, Э. Л. и А. Д. Додатко, Ю. А. Лаврушина, Л. Н. Макаровой, Р. Г. Матухина, И. В. Николаевой, А. М. Обути, В. Г. Петрова, В. И. Раевского, Д. Г. Сапожникова, Б. В. Тимофеева, И. В. Хворовой, А. Ф. Хлоновой и А. Л. Яншина. Постоянное содействие в выполнении работ оказывали автору дирекция Института геологии и геофизики СО АН СССР, сотрудники отдела общегеоинститутских лабораторий этого института и сотрудники лаборатории литологии. Всем им автор приносит глубокую благодарность.

ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Многолетний опыт изучения осадков и осадочных пород показывает, что любая типизация в области учения об осадочных породах в итоге оформляется как систематизация условий их образования [16, 268, 270, 324 и др.]. Это и естественно, так как изучение вещественного состава осадочных продуктов дает только классификацию самих пород по составу и цифровой материал о распределении либо самих пород, либо их составных частей во времени и пространстве на какой-либо ограниченной территории или на определенном участке поверхности Земли. Таким образом, чтобы выявить общие закономерности развития процесса осадконакопления, необходима система взглядов, оценивающая весь комплекс параметров, определяющих направленность процесса формирования осадка и осадочной породы и, кроме того, выявляющих соподчиненность параметров между собой. Эта работа давно и с разной степенью полноты проводилась многими специалистами в седиментологии. Поэтому возникает необходимость, прежде чем приступить к освещению новых представлений, произвести критический разбор уже известных. Не менее важно обсудить вопрос о масштабах применения актуалистического метода как методологической основы седиментационных исследований.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Высказывания, относящиеся к рассматриваемой проблеме, можно разделить на три группы: 1) общая характеристика тех или иных конкретных параметров сред и источников материала, 2) использование отдельных факторов осадконакопления при типизации осадочного процесса, 3) оценка масштабности факторов седиментации и разработка общей схемы осадконакопления. Характеристика отдельных параметров сред осадконакопления и источников осадочного материала приводится в многочисленных публикациях. Они появились еще до оформления учения об осадочных породах в самостоятельную область геологической науки. Здесь следует выделить высказывания, касающиеся роли атмосферы [50, 251, 310, 431, 625, 661 и др.], гидросферы [51, 151, 382 и др.], термобарических условий [51, 152, 243 и др.], типизации ландшафтов [24, 260, 288, 370 и др.], развития органического мира [123, 199, 309, 405 и др.].

Во второй группе следует отметить прежде всего построения В. И. Попова и Н. М. Страхова. В. И. Попов [268] обобщал представления о динамических фациях (термин Г. И. Бушинского), которые различаются по способам движения, слагающего осадок вещества. Им предложены три группы динамических фацальных единиц, различающиеся по степени соподчинения: комплексы, пояса, зоны. Фацальные комплексы отражают крупные подразделения литосферы (орография), гидросферы (гидрография) и атмосферы (климат). Схема их расчленения приведена в табл. 1.

В составе комплексов выделяются фацальные пояса, различающиеся по преобладающему типу процесса передвижения осадков. Так, для комплекса поднятий предлагается выделять пещерный, водораздельно-элювиальный, склоновый, долинно-ледниковый, долинно-верный, линей-

Расчленение орогидрографических фациальных комплексов [268]

Типы фациальных комплексов	Названия и соотношения соответствующих фациальных комплексов			
	Наземный		Подводный	
Гидрографические				
Орогидрографические	Наземных поднятий	Наземных равнин	Подводных равнин	Подводных поднятий
Орографические (оротектонические, эпейрогенические)	Поднятий	Равнинных понижений		Поднятий

но-долинный и покровноледниковый пояса, а для подводных комплексов соответственно — подводнодельтовый, мелкозаливный, волноприбойный, рифогенный, донных течений, мутьевых потоков, центральноотстойный, гальмиролитический. Зоны в пределах поясов различаются по гранулометрии и геохимии: обломочная, мелкоземная, иловая, застойная и др.

В построениях В. И. Попова усматривается важный элемент типизации седиментационного процесса, основанный на попытке расклассифицировать осадки по динамике среды. Вместе с тем, вероятно, не следует включать в классификацию процессы физико-химического и биохимического типа (застойность, гальмиролиз, рифообразование и т. д.). Представляется также, что при такого рода типизации необходимо строго учитывать физические свойства сред осадконакопления (газ, жидкость, лед).

Следующий пример использования отдельных физико-химических свойств верхних геосфер для построения общей теории осадконакопления может быть проиллюстрирован теоретическими построениями Н. М. Страхова [324, 326 и др.], который предложил выделить пять типов литогенеза, используя несколько показателей седиментации: 1) океанический (форма, размеры области седиментации, состав раствора в бассейне), 2) вулканогенно-осадочный (источник материала), 3) ледовый (температурный режим), 4) гумидный (положительный баланс влажности) и 5) аридный (отрицательный баланс влажности). Эта краткая характеристика признаков, по которым выделяются типы литогенеза, свидетельствует об отсутствии единого подхода для их классификации и об отсутствии соподчиненности в системе этих признаков.

Что касается правомерности выделения отдельных типов литогенеза, то следует отметить, во-первых, разнородность физико-химических показателей выделенных областей, которые по современным материалам подразделяются на более дробные градации (аридный, гумидный и океанический литогенезы), а во-вторых, трудности в оценке таких показателей, как баланс влажности при изучении древних континентальных толщ, которые формировались в условиях, отличных от современных (отсутствие современного растительного покрова, водообмен между сушей, гидросферой и атмосферой, иной тип стока метеорных вод и т. д.).

Следует отметить, что существует область седиментации, где баланс влажности имеет ведущее значение для химического осадконакопления. Она располагается на стыке суши и моря и имеет ширину в несколько километров в прибрежной зоне. Это эфемерное образование — серия приморских озер, лагун, заливов, в которых в условиях аридного климата формировались сульфатные и соляные осадки, а в областях гумидного климата они отсутствуют. Вместе с тем нельзя согласиться с Н. М. Страховым и другими исследователями, которые считают, что аналогами этих образований являются древние мощные соляные пласты и толщи, известные с кембрия. Это относится и к мощным доломитовым толщам, встречающимся начиная с протерозоя. Механизм их формирования сложнее, чем условия осадкообразования эвапоритов в прибрежных бассейнах с их

интенсивным поверхностным испарением. Этот механизм заслуживает дальнейшего изучения.

Заканчивая рассмотрение системы взглядов Н. М. Страхова по типизации литогенеза, следует подчеркнуть, что выдвинутая им концепция, хотя и вызвала ряд серьезных замечаний [145, 150, 159, 214 и др.], сыграла значительную роль, обратив внимание исследователей на существование различных седиментационных факторов, которые можно использовать при построении общей теории осадконакопления.

Новый фактический материал позволил сделать попытки улучшить и усовершенствовать построения Н. М. Страхова. Так, В. М. Сеницын [300] предложил подразделить климаты (а также области седиментации и выветривания) на аридные (экстрааридные, аридные и умеренноаридные) и др. Н. А. Ясаманов выделяет климатические области по балансу влажности, а внутри них — зоны по температурам (табл. 2).

К третьей группе взглядов относятся те, которые развивались В. П. Батуриным [16] и Л. Б. Рухиным [288]. По представлениям В. П. Батурина, существует прямая связь между типом осадка и факторами, имеющими планетарное значение. Так, он видел ее между формированием таких осадков, как обломочные, цементационные и гидrogenные (органические и химические), и энергиями, вызванными притяжением небесных тел (K), Земли (T), солнечной (S), а также внутренней энергией Земли. В. П. Батурин считал, что в создании осадочных пород основная роль принадлежит излучению Солнца и земному тяготению, в меньшей степени тяготению других небесных тел. Он отмечал спорадичность воздействия тепловой энергии недр Земли и горячих минерализованных вод. Его построения интересны потому, что являются одной из первых попыток классификации основных параметров седиментационных процессов, опытом оценки их влияния на формирование осадка с позиций масштабности.

Л. Б. Рухин [288] сделал попытку объединить климаты и ландшафты континентальных и морских обстановок, связав с ними определенные типы осадков. Его построения для своего времени явились важным шагом, приблизившим возможность типизации современных условий осадконакопления с учетом основных факторов, которые определяют распределение осадочного материала, как возникшего при определенных физико-химических обстановках, так и транзитного, чуждого для конкретного сочетания климата и ландшафта.

Приведенный краткий обзор показывает, что положения, высказанные различными исследователями, оказывали и будут оказывать стимулирующее воздействие на развитие основных представлений при разработке теории осадконакопления. Использование отдельных элементов этих концепций с учетом появившихся фактических материалов позволяет приступить к выработке новых представлений, включающих, во-первых, более логически выдержанную систему принципов типизации основных факторов осадконакопления, а во-вторых, переоценку показателей, по которым производится реконструкция обстановок седиментации прошлого.

Типизация климатических условий по Н. А. Ясаманову [408]

Климатическая область	Климатическая зона
Аридная	Тропическая и субтропическая
	Умеренно теплая
Семиаридная	Тропическая и субтропическая
	Умеренно теплая
Гумидная	Тропическая и субтропическая
	Умеренно теплая
	Умеренная

О МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДАХ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Применительно к седиментологическим построениям в методологию исследования входят выбор объекта изучения и принципы его познания. Если рассматривать осадочную породу как ассоциацию седиментационных автохтонных и аллохтонных компонентов, которые преобразуются под влиянием постседиментационных изменений, то в специфику процесса расшифровки условий формирования осадочных составляющих включаются этапы препарировки первичных частей осадка и выявления особенностей их образования [407 и др.].

Не анализируя здесь характер реконструкционных исследований первого этапа, так как это выходит за пределы поставленной задачи, остановимся на принципах расшифровки условий древней седиментации. Одна из основных проблем в данном случае — использование наблюдений над современными процессами для реконструкции древнего осадконакопления, т. е. вопрос о возможностях и масштабах применения актуалистического метода. Этот вопрос в литературе обсуждается более 150 лет, однако он еще далеко не разрешен. Объясняется это несколькими причинами. Во-первых, существует представление о кажущейся простоте использования этого метода в изучении осадконакопления. С этим нельзя согласиться. Современный процесс охватывает физические, химические и биохимические условия осадконакопления. Даже наиболее простой из них — физический (механизм разноса обломочного материала в бассейне) — расшифрован далеко не полностью [217 и др.]. Еще более сложны химические и биохимические процессы, изучение которых встречает препятствия из-за трудности доказать синхронность осадка на дне водоема и ныне существующей среды седиментации [166 и др.]. Это подтверждается дискуссией между Н. М. Страховым и А. П. Лисицыным (1976—1978 гг.).

Во-вторых, еще более спорен тезис о медленности эволюции физико-химических условий на земной поверхности за последние 500—600 млн. лет. Следует иметь в виду, что поверхность суши до середины девона была лишена растительности современного типа, а затем растительный покров, меняясь по составу, постепенно заселял, завоевывал наиболее благоприятные зоны. Этот процесс продолжался до конца эоцена. Различный характер растительного покрова (или его отсутствие) существенно влиял на тепло- и влагообмен, особенности почвообразования и т. д. Различные условия осадконакопления на суше влияли и на морскую седиментацию [150]. Таким образом, возрастной интервал, на который предлагается распространить «с небольшими поправками» представления о современном осадочном процессе, следует разделить на ряд возрастных уровней, нередко охватывающих отрезки одного геологического периода и меньше. При сравнении современного и древнего осадконакопления важно помнить, что в геологии вообще и в седиментологии в частности исследователь имеет дело с осадками — продуктами процесса, причем следы сред седиментации могут не сохраниться или быть скрыты как постседиментационными изменениями, так и явлениями конвергенции. Действительно, реконструируя первичный осадочный состав глубоко-метаморфизованной породы, всегда следует иметь в виду, что реликтовые участки, а тем более валовый химический состав не дают возможности восстановить полный набор признаков, позволяющих расшифровать весь комплекс физических, химических и биохимических условий седиментации. Восстановление состава и структуры первичного осадка осложняется еще и тем, что эти признаки могут характеризовать разные комбинации условий осадконакопления. Так, доломитовый осадок получается путем реакции между растворами как карбонатно-хлоридного, так и карбонатно-сульфатного состава, а источниками таких растворов могут быть и поверхностные, и глубинные, термальные воды.

Несмотря на продолжительность обсуждений проблем применения наблюдений над современными процессами седиментации для реконст-

рукции древнего осадконакопления, вопросы методологии и даже терминологии до сих пор еще слабо разработаны. Существует путаница в применении таких терминов, «как принцип и метод актуализма», «униформизм» и т. д. Например, В. В. Груза [92, с. 144—145] фактически не делает различия между актуализмом, принципом и методом актуализма, Е. В. Шанцер [378] предлагает различать принцип актуализма и его частный принцип и т. д. Такое многообразие толкований терминов дает широкие возможности для исследователей формального переноса наблюдений над современными процессами на прошлое. К. О. Кратц [195] приводит достаточно много примеров такой интерпретации. Их можно увеличить за счет более поздних публикаций.

Прежде чем перейти к конкретным предложениям, рассмотрим историю становления этих представлений. Взгляды о необходимости использования наблюдений над современным осадконакоплением для объяснения древней седиментации возникли в XVIII в. (Бюффон, Ломоносов, Ламарк, Гофф, Геттон и др.). Мысль о единообразии процесса осадконакопления явилась основой книги Ч. Лайеля [209]. Он развил это направление, введя в него кроме принципа единообразия принципа постепенности геологических изменений (градуализм) и суммирования (накопление мелких отклонений в геологическом времени, приводящих к грандиозным изменениям на поверхности Земли).

Дальнейшее развитие взглядов Ч. Лайеля в терминологическом аспекте шло различными путями на западе (Западная Европа, США) и в России (СССР). В первом случае из принципа единообразия природных сил возникли представления о методологическом и субстанционном униформизме [485]. Первый из них представляет собой принцип пространственно-временной инвариантности естественных законов, метод использования наблюдений над современными процессами для применения их в расшифровке осадконакопления в прошлом. Субстанционный униформизм развивается как теория однородности геологических процессов.

Наблюдения над современными осадками для расшифровки древней седиментации в СССР применяются постоянно. Широко известны классические работы И. В. Мушкетова, В. А. Обручева и др. В последующие годы А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым проводились подобные работы. Н. М. Страхов предложил сравнительно-литологический метод, который рассматривался как «способ решения генетических вопросов путем органической увязки данных по современному осадконакоплению и по древним породам с выделением сходств и различий современного и древнего...», ...«построение общей теории осадочного процесса осуществляется сочетанием сравнительно-литологического и историко-геологического методов» [322, с. 14].

Большую роль для оценки актуализма сыграла литологическая дискуссия в 1951—1953 гг. Н. С. Шатский и др. [381] поставили вопрос о неприемлемости принципа актуализма, как идеологического мировоззрения, ведущего к униформизму. В то же время они подчеркивали, что актуалистический метод является одним из правомерных приемов исследования в геологии и в литологии, и обращали внимание на ограниченность его применения. Н. С. Шатский и др. указывали, что многие осадочные породы и большинство полезных ископаемых не имеют аналогов и гомологов среди современных осадков. В дальнейшем эта мысль была развита А. Л. Яншиным [405].

В последующих работах методологического плана [133, 353, 378 и др.] отмечалась как правомерность использования актуалистического метода, так и ограниченность его применения. Примером практического использования этого метода в разработке теории осадконакопления являются исследования Н. М. Страхова по литогенезу. Однако следует отметить непоследовательность этого исследователя в применении актуалистического метода. Н. М. Страхов является одним из первых, кто установил изменение условий образования, состава и структурно-текстурных особенностей осадочных пород в геологической истории Земли. В наибо-

лее законченном виде это было сделано им для осадочных железных руд [324]. С другой стороны, им выделены типы литогенеза: гумидный, аридный, ледовый и вулканогенно-осадочный, которые трассируют от наших дней до глубокого докембрия. Меняются лишь количественные соотношения между указанными типами [325].

Приведенный краткий обзор показывает следующее. Различаются принципы актуализма, или субстанционный униформизм, и метод актуализма, или методологический униформизм. Рационально за первым оставить название униформизм, а за вторым — актуализм. Униформизм в этом понимании представляется как принцип единообразия, одинаковости, тождества современных и древних составов осадков и процессов их образования. Методологически этот принцип ошибочен и не может быть применен к седиментологии. Думается, что использование терминов «принципиально одинаковый характер», «примерное тождество» и др. не меняет существа дела.

Актуализм — один из приемов исследований, позволяющий путем аналогии получать материал для расшифровки древней седиментации. В то же время для его успешного использования необходимы систематические методические разработки в определении возрастных масштабов седиментации и характера осадочных процессов [240 и др.]. При любого рода научных исследованиях обращается внимание на сходные признаки. Степень сходства определяется как достоверностью сведений, их доказательностью, так и глубиной отображений свойств, связей и отношений [184]. Последнее обстоятельство особенно важно. Действительно, от глубины характеристики того или иного седиментационного объекта будет зависеть вывод о количественной оценке параметров сходства. Если искать сходства на уровне таких определений, как песчаник, глина, известняк, то можно говорить о тождественности осадочных породных ассоциаций любых возрастных уровней. Более углубленное петрографо-минералогическое, геохимическое изучение выявляет меньшее сходство и большее различие между породами одного класса или группы, но разного возраста.

Таким образом, при определении возможностей использования актуалистического метода для реконструкций условий образования древних осадков и осадочных пород следует идти путем поисков не только сходства, но и различия. Для определения степени сходства и масштабов различия имеется несколько методов: 1) упомянутые выше детальные исследования состава и возрастных взаимоотношений составных частей осадков (пород) разного геологического возраста, 2) расшифровка фациальных отношений осадков, 3) выявление «экзотических» пород в разрезах не только докембрия, но и фанерозоя, 4) реконструкция физико-химических параметров формирования разновозрастных осадков, 5) использование экспериментальных и термодинамических данных. Рассмотрим некоторые примеры, иллюстрирующие каждый из указанных способов определения степеней сходства и различия.

Изучение петрографо-минералогического состава древних осадочных образований позволяет определить не только композицию, но и последовательность формирования отдельных компонентов их составляющих. В качестве примера можно привести результаты исследований древних кор выветривания. Так, общие химические и минералогические определения показывают большое сходство метаморфизованных элювиальных продуктов докембрия и более молодых образований [168]. Если же сопоставить результаты минералогического анализа выветрелых гранитоидов различного возраста, то выявляется, что в нижнепротерозойских породах этого типа полевые шпаты замещаются минералами группы монтмориллонита [107], в позднедокембрийских — монтмориллонитом и каолинитом [228], а в более молодых — преимущественно минералами группы каолинита. В данном случае структурно-минералогический анализ позволяет полнее выявить различия в характере разрушения однотипных, но разновозрастных пород.

Обширный материал для размышлений появляется при изучении фа-
циальных взаимоотношений разновозрастных осадков близкого минера-
логического состава. Наиболее полные и конкретные данные получены в
последние годы по карбонатным породам [150]. В архейских карбонат-
ных толщах Канадского и Алданского щитов доломитовые породы яв-
ляются образованиями прибрежных частей водоемов, переходя в сторону
открытой части бассейна в известняки. Органогенные и мелкокристалли-
ческие доломиты конца нижнего протерозоя и более молодых докембрий-
ских формаций относятся как к прибрежным, так и к открытоморским
образованиям. В отложениях нижнего палеозоя появляется новый тип
доломитовых пород, ассоциирующихся с сульфатно-соляными толщами.

Нельзя отрицать существование в различных возрастных частях
разреза осадочных пород специфического состава и строения. Выше уже
приводилась схема возрастного распределения железных руд по
Н. М. Страхову. Дальнейшие исследования подтвердили и дополнили
ее [164, 352 и др.]. Весьма показательны в этом отношении сульфатные и
соляные породы, образующие заметные скопления (пласты, пачки, фор-
мации) начиная только с конца позднего докембрия и показывающие
изменения состава в течение фанерозоя [189 и др.]. Установлено измене-
ние состава минералов группы глауконита [141, 248].

Не менее интересны материалы, полученные в последнее время по
определению физико-химических параметров сред древней седиментации.
Здесь следует отметить реконструкцию газового состава атмосферы по
включениям в кремнистых породах [156], по объемам карбонатных и угле-
родистых пород [282], особенностям строения морских животных [317],
определение палеотемператур по изотопам кислорода [31, 332, 542 и др.],
результаты расчетов палеодавлений [154 и др.] и т. д. Эти данные доста-
точно четко определяют возможные физико-химические границы осадоч-
ных процессов прошлого.

Эксперименты и термодинамические расчеты, сделанные для процес-
сов выветривания, карбонатакопления, фосфатообразования и других
в основном химических и биохимических реакций, показывают вероятные
масштабы изменений параметров сред седиментации, а также позволяют
ограничить пределы колебаний физико-химических показателей при
составлении генетических гипотез. Например, результаты экспериментов
и их термодинамический обсчет подтверждают тесную связь доломитооб-
разования не с общей соленостью раствора, а с величинами щелочности,
магний-кальциевого отношения, а также температурой, что существенно
меняет представление о месте доломитов в фациальных рядах.

Все сказанное выше позволяет оценить актуалистический метод как
важный инструмент в седиментологических исследованиях, однако при
сравнении условий образования современных и древних осадков следует
вводить поправку, учитывающую изменение параметров среды седимен-
тации во времени. Это прежде всего относится к химическим и биохими-
ческим образованиям. При изучении осадков обломочного происхожде-
ния эта поправка менее значительна. Она связана с изменением силы тя-
жести, температуры, давления, морфологии суши и морского дна, харак-
тера водообмена между атмосферой и гидросферой, интенсивности солнеч-
ной радиации и т. д.

Возможны случаи, когда использование наблюдений над древними
осадками помогает расшифровке современной седиментации. Например,
Р. Гинзбург [501] указывает, что наблюдение над древними карбонатны-
ми породами позволило установить существование современных над-
приливных доломитов, доказать подводную цементацию карбонатных
пород в современных органогенных постройках и т. д. Однако и в дан-
ных случаях не следует ставить тождество между этими процессами, так
как различия в составе и структуре, а соответственно и в особенностях
осадконакопления могут быть существенны. Таким образом, актуалистиче-
ский метод и наблюдения над свойствами древних осадков являются при-
емами исследования, взаимно дополняющими и уточняющими друг друга.

Выбирая же методологическую позицию для работы по реконструкции древнего осадконакопления, следует иметь в виду, что законы природы едины и неизменны, что процессы, происходящие в настоящее время в зоне седиментации, имели место и в прошлом, но одновременно нет постоянства условий, в которых осуществляются эти процессы, а также нет неизменности получаемых результатов [287].

Суммируя вышесказанное, можно сделать следующее заключение. Актуалистический метод нуждается в дополнении не только наблюдениями по сходству и различию особенностей составов и строения современных и древних осадков, но и результатами экспериментальных исследований и термодинамических расчетов. Только такой комплексный подход, который следует назвать сравнительно-седиментологическим методом, является надежной основой для ретроспективных построений в седиментогенезе.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ СРЕД СЕДИМЕНТАЦИИ, ИСТОЧНИКОВ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Выше было отмечено, что все многообразие факторов, влияющих на состав и строение природного осадка, сведено к двум показателям: 1) среде седиментации и 2) источнику осадочного материала (рис. 1). Под средой седиментации понимается некоторый объем пространства на поверхности Земли, характеризующийся определенным комплексом физико-химических и биохимических свойств газов, растворов, твердого вещества или их смеси, в котором или из которого происходит выделение природного осадка. Таким образом, среда является некоторым резервуаром с определенным набором физических и химических свойств, в котором осуществляется процесс осадконакопления. Источник осадочного материала представляет собой объем газов, растворов или твердых веществ, поступающий тем или иным путем из какого-либо пространства в бассейн седиментации, в результате чего в последнем происходят физические, химические и биологические процессы, приводящие к обособлению осадка от среды седиментации.

Предлагаемые представления о среде седиментации и источнике осадочного материала — конкретные понятия, составляющие в пространстве единую цепь взаимосвязанных явлений, которые в ряде случаев могут меняться местами. Так, воды Мирового океана представляют собой среду, в которой накапливаются морские терригенные, химические и биохимические продукты. В то же время соли из морской воды, как показывают детали работы последних лет, являются важным компонентом, насыщающим почвы и осадки прибрежных районов суши. Второй пример — речные воды, представляющие собой источники растворов и взвешенных частиц, поставляющие их в морскую среду седиментации. Одновременно они представляют собой среду, в которой накапливаются обломочные и биохимические продукты. Осадок не является продуктом, изолированным от среды седиментации, как это считалось ранее [323]. Он тесно связан с той обстановкой, которая его породила. Его верхний слой, с одной стороны, сохраняет вещество среды (газы, растворы), а с другой — возможны реакции обмена между компонентами осадка и среды седиментации.

Сведя классификационную схему к системе двух показателей (среда и источник), удается избежать построения многокомпонентной системы,

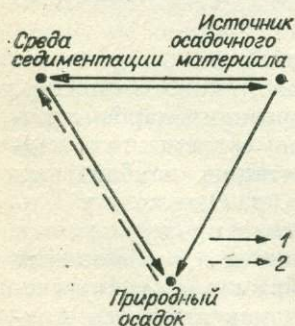


Рис. 1. Схема образования природного осадка как результата взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала.

1, 2 — степень влияния (1 — интенсивная, 2 — ослабленная).

в которой в качестве параметров равноценно выступают главные и второстепенные факторы. Естественно, каждый из двух главных показателей имеет свои подразделения, основанные на их соподчиненности по принципу масштабности распространения или проявления. Это обстоятельство также позволяет упростить основной каркас построений.

Типизация сред осадконакопления

Типизация сред осадконакопления основана на масштабности проявления и физико-химических и биохимических свойствах сред. По масштабности проявления предлагается различать три группы сред седиментации: планетарные, провинциальные и зональные (рис. 2). В первую группу объединены среды, свойства которых проявляются на всей поверхности Земли (табл. 3). Каждая из них обладает своим набором физико-химических свойств и своим источником энергии. Характер влияния этих сред на осадконакопление, за исключением солнечной радиации и атмосферы, изучен еще слабо, но имеющиеся данные уже сейчас позволяют ставить вопрос о выяснении влияния той или иной среды на осадочный процесс.

К провинциальным средам отнесены две области с различными физико-химическими и биологическими свойствами: континентальная и морская (рис. 2). Основание выделения этих двух типов сред следующее: для континентальной среды — ее различное фазовое состояние (газ, жидкость, лед) с преобладанием атмосферы, локальность проявления разных фаз, непостоянство состава жидкой фазы, своеобразие органического мира; для морской — преобладание жидкой фазы среды седиментации, постоянство отношений растворенных компонентов и своеобразие органического мира.

Зональные среды проявляются на более узких участках суши и моря. Их свойства — своеобразный итог преломления в конкретных условиях свойств сред планетарного и провинциального типов. Классификация зональных сред основана на представлениях о существовании ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон. Ландшафтно-климатические зоны характеризуются следующими параметрами: для континентальной провинции — температурным режимом, общей влажностью и характером ее временного распределения, растительным и почвенным покровами; для морских — температурным режимом и определенным сообществом организмов как растительного, так и животного царства (табл. 4). Кроме того, по балансу влажности и по глубине бассей-

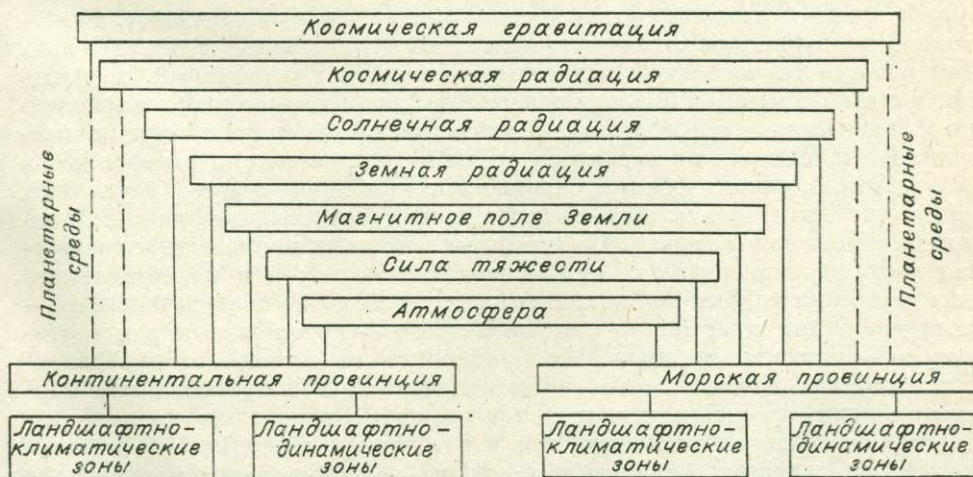


Рис. 2. Схема соподчинений типов сред седиментации (1 — установленных, 2 — предполагаемых).

Схема классификации планетарных сред седиментации

Под-группа	Тип сред	Физико-химические показатели	Источник энергии	Влияние на осадконакопление
Космическая	Космическое излучение	Поток частиц	Космический	Изменение направленности химических и биологических процессов Основной источник энергии Приливно-отливные движения атмосферы, гидросферы и литосферы
	Солнечная радиация Космическое гравитационное поле	Лучистая энергия Сила тяжести		
Земная	Геомангнитное поле	Напряженность поля	Земной	Коагуляция и ориентация частиц, изменение химических и биологических процессов То же Изменение температурного режима на поверхности Земли Изменение физических, химических и биологических процессов То же
	Земная радиация Внутреннее тепло Земли Гравитационное поле Земли Газовый (атмосфера)	Излучение частиц Теплообмен Сила тяжести, центробежное ускорение Состав и динамика атмосферы, температура и давление		

на для каждой из ландшафтно-климатических зон морской провинции обособляется ряд субзон.

Физико-химические и биохимические процессы, происходящие в ландшафтно-климатических зонах, приводят к образованию продуктов, слагающих осадок или часть его, отражающих параметры этих процессов. Такие продукты названы автохтонными [149, 627].

Ландшафтно-динамические зоны — области седиментации, в которых осадок или часть его формируются под влиянием динамики самой среды. В континентальной провинции такими средами являются участки суши, представляющие собой вполне обособленные ландшафтные комплексы — безлесные территории, подвергающиеся золотой обработке, долины рек, крупные озерные котловины, области деятельности ледника и т. д. Таким образом, материал, который здесь накапливается, в своем составе, структуре и текстуре отражает фазовое состояние среды и ее динамику. Различаются три типа сред: колебательный, поступательный и статический. Для поступательного типа выделены два подтипа: устойчивый, характеризующийся продолжительным временем существования однонаправленного движения, и прерывистый — движение среды прерывается во времени. В зависимости от характера среды и типа движения определяются элементарные динамические условия. Их комбинация для различных сред дают возможность для типизации континентальных ландшафтно-динамических зон и подзон. По этому же принципу произведены построения морских элементарных динамических условий: для колебательного типа движения характерна волновая, для устойчивого поступательного — течениевая, для прерывисто-поступательного — потоковая, а для статического — седиментационная. Их комбинации по признакам преобладания и второстепенности проявления положены в основу типизации морских ландшафтно-динамических зон и субзон. Приведенные классификации как для континентальных, так и для морских ландшафтно-динамических зон свидетельствуют о том, что их осадки должны содержать в своем строении и составе компоненты, характеризующие ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические зоны. Эти компоненты названы аллохтонными [149, 292, 627].

Схема классификации провинциальных и зональных сред осадконакопления и связанных с ними продуктов седиментации

Провинциальные среды		Зональные среды		Продукты седиментации
Тип провинции	Физико-химический показатель	Тип зон	Физико-химический показатель	
Водно-ледово-газовый (континентальный)	Физическое состояние и химизм воздушной, водной и льдовой сред	Ландшафтно-климатические	Баланс влажности, режим температуры, давления, распределения растительности и др.	Автохтонные: аутигенные компоненты почв, химические и биохимические продукты мелких речных, озерных водоемов, болот
		Ландшафтно-динамические	Динамика сред в конкретных условиях рельефа, температурный режим	Аллохтонные: пролювиальные, эоловые, ледниковые, аллювиально-озерные и др.
Водный (морской)	Химизм и динамика вод	Ландшафтно-климатические	Режим температуры, давления, распределение органического мира, освещенность	Автохтонные: продукты гальмиролиза, химические и биохимические осадки зон (прибрежных шельфовых, континентального склона и пелагических)
		Ландшафтно-динамические	Гидродинамика в конкретных условиях глубин и рельефа, температурный режим	Аллохтонные: терригенные осадки разных динамических зон (прибрежных, шельфовых, континентального склона и пелагических)

В основу типизации зональных сред осадконакопления заложены показатели современных зон. Их трассирование на более древние геологические эпохи ограничивается масштабами изменения планетарных и провинциальных сред.

Типизация источников осадочного материала

Типизация источников осадочного материала построена по тому же принципу, что и сред седиментации (табл. 5). Здесь выделяемые типы различаются по масштабу воздействия (планетарные и локальные) и площадям поступления материала (планетарные и локальные). По этим принципам различаются собственно планетарные источники осадочного материала: 1) газы, капли влаги, аэрозоли и твердые частицы из атмосферы (атмосферный тип), 2) растворы, поступающие с поверхности суши и из пластовых вод (гидросферный тип) и 3) обломочный материал, являющийся продуктом разрушения горных пород, почв и кор выветривания (литосферный тип). Материал, поступающий из космоса, в настоящее время составляет незначительную долю в осадочных продуктах. По площади поступления его следует отнести к планетарным, а по масштабам воздействия — к локальным источникам. Своеобразным типом является вулканический источник, который имеет локальную площадь проявления, но по масштабам воздействия (перенос в атмосфере и гидросфере) может быть отнесен к планетарному типу. Гидротермальный источник (проявляется ли он в субэаральных или субэкваторных условиях) имеет локальный характер как по масштабам, так и по площади поступления материала.

Следует отметить, что в геолого-историческом аспекте влияние некоторых источников, видимо, могло меняться. На первых стадиях формирования Земли планетарных масштабов достигал космический источник,

Схема классификации современных источников осадочного материала по площадям поступления и масштабам воздействия на осадочный процесс

Площадь поступления материала	Масштаб воздействия	
	Планетарный	Локальный
Планетарная	Атмосферный (газы, влага, аэрозоли, твердые частицы) Гидросферный (поверхностные и подземные воды) Литосферный (материал размыва горных пород и продуктов выветривания)	Космический
Локальная	Вулканический	Гидротермальный

который явился поставщиком основной части вещества Земли. Вероятно, в это время была более значительна роль газов и растворов, поступавших из глубин планеты и формировавших первичные атмосферу и гидросферу.

Классификация седиментационных обстановок, бассейнов и моделей

Анализ данных по распределению автохтонных и аллохтонных компонентов в природных осадках и осадочных породах, расшифровка типов седиментационных сред и источников осадочного материала современных и древних отложений являются фундаментом, на котором строится каркас дальнейших седиментологических построений. В табл. 6 показана последовательность подобных реконструкций. Сочетание ландшафтно-климатических, ландшафтно-динамических зон и источников осадочного материала, получаемых при анализе автохтонных и аллохтонных компонентов природного осадка (осадочной породы), позволяет восстановить седиментационную обстановку. Таким образом, седиментационная обстановка является частью седиментационного бассейна, условия формирования осадков в котором определяются конкретной комбинацией среды седиментации и источников осадочного материала. Продуктами седиментационных обстановок следует считать генетические типы осадков с определенным сочетанием автохтонных и аллохтонных компонентов, структур, текстур, образующие слои, пласты и многослой. В ископаемом состоянии сохраняются только осадки с определенными наборами признаков условий образования. Процесс реконструкции древних седиментационных обстановок представляет собой восстановление сред осадконакопления и источников осадочного материала по особенностям состава и строения автохтонных и аллохтонных компонентов, включающих не только петрографо-минералогические признаки, но и химизм отдельных минералов, изотопный состав элементов, состав и строение включений и т. д.

Важно выяснить соотношение между понятиями «седиментационная обстановка» и «фация». Существует два определения фации: 1) обстановка накопления осадка и 2) сам осадок, содержащий признаки своего образования [196]. Казалось бы, что первое определение соответствует понятию современной седиментационной обстановки, а второе — близко определению продуктов седиментационной обстановки. Однако в конкретных примерах обнаруживается существенное расхождение в этих понятиях. Среди фаций выделяются речные, дельтовые, озерные, морские и в то же время рифовые и другие типы. Таким образом, понятие «фация» является более узким, чем седиментационная обстановка, совпадающим в большинстве случаев с ландшафтно-динамическими или (реже) с ландшафтно-

климатическими зонами. Соответственно седиментационная обстановка в предлагаемой трактовке шире и полней понятия «фа́ция», так как включает в себя представления о средах осадконакопления как ландшафтно-климатического, так и ландшафтно-динамического содержания, а также об источнике осадочного материала. Вместе с тем седиментационная обстановка в возрастном понимании рассматривается как геологически мгновенное явление, отражающее процессы формирования отдельных пластов или их простейшую комбинацию (например, обстановка формирования осадков русла и поймы реки конкретной ландшафтно-климатической зоны). Тектонический фактор в данном случае опосредован в виде рельефа для области, в пределах которой формируется осадок. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать седиментационную обстановку как одномерную модель, считая моделью «...некоторое конкретное построение, в той или иной форме наглядное, конечное, доступное для обозрения и практического действия» [392, с. 15].

Более крупная категория выделяется как седиментационный бассейн, который объединяет группу обстановок, включая их комбинации и по латерали, и в разрезе, т. е. в пространстве. В данном случае кроме реконструкции ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон для каждого члена разреза необходимы восстановление всего комплекса источников осадочного материала и учет тектонического фактора. Таким образом, реконструкция этого рода охватывает не только конкретные обстановки седиментации, но и состав, и строение областей размыва, и условия переноса осадочного материала, и характер тектонических движений как в питающих провинциях, так и в бассейне седиментации. Учет всех этих показателей позволяет выделить характерные типы седиментационных бассейнов, определить модели для сравнительного анализа. Такие

Т а б л и ц а 6

Схема соподчинения вещественного состава и условий формирования осадочных образований разного ранга

Вещественный состав (единицы объема и структуры)	Генетические типы и их ассоциации	Элементы условий осадконакопления	Основные типы условий осадконакопления
Природные осадки (осадочные породы), залегающие в виде незавершенных слоев (без кровли), полных слоев и многослоев	Генетические типы осадков (осадочных пород), состоящие из автохтонных и аллохтонных компонентов, образующих характерные структуры и текстуры	Среды седиментации (ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические зоны) и источники осадочного материала	Седиментационные обстановки
Пачки, толщи осадочных пород (породовые ассоциации)	Группы генетических типов	Вертикальные и латеральные ряды седиментационных обстановок и тектонический режим	Седиментационные бассейны
Латеральные и вертикальные ряды породных ассоциаций (комплексы, формации, серии)	Комплексы генетических типов	Вертикальные и латеральные ряды осадочных бассейнов и тектонический режим их формирования	Седиментосфера (стратисфера)

модели названы двумерными (седиментационная обстановка и тектонический режим).

Система разновозрастных или близких по возрасту седиментационных бассейнов образует область осадконакопления, охватывающую всю поверхность Земли или ее значительную часть. Эту область по аналогии с атмосферой, гидросферой и т. д. можно назвать седиментосферой (термин предложен И. О. Мурдмаа, устное сообщение). В этой трактовке седиментосфера представляет собой пространство на поверхности Земли, включающее разнообразные среды осадконакопления, источники осадочного материала и формирующие природные осадки конкретного возрастного интервала в разнообразных тектонических условиях. Для каждого из них возможно воссоздание модели седиментосферы этого возраста. Общая модель седиментосферы будет включать все возрастные срезы, в течение которых известен процесс седиментации. Она и будет отвечать общей седиментационной модели Земли.

Кроме общей модели седиментации возможны случаи составления моделей для конкретных типов осадков (полезных ископаемых) или группы осадков (полезных ископаемых), характеризующих процесс изменения седиментационных факторов во времени. Они названы трехмерными (обстановка седиментации, тектонический режим и время).

Г л а в а II

ПЛАНЕТАРНЫЕ СРЕДЫ

Среды, физико-химические свойства которых распространены на всей поверхности Земли, названы планетарными. Их существование и интенсивность воздействия на седиментацию определяются как космическими, так и земными источниками. К числу сред, действие которых обусловлено внеземным влиянием, относятся космическое излучение, солнечная радиация и космическое гравитационное поле. Среды земного происхождения представлены геомагнитным полем, земной радиацией, внутренним теплом Земли, гравитационным полем Земли и газовой средой, или атмосферой (см. табл. 3).

Космическое излучение

Величина излучения из космоса в настоящее время невелика. Она составляет 30—100 мрад, однако благодаря вспышкам новых и сверхновых звезд вблизи Солнечной системы (десятки парсеков) ее интенсивность может достигать 1—10 рад/год. Попытка связать возрастание космического излучения с усилением интенсивности геологических процессов на поверхности Земли была сделана Б. Ф. Горбачевым [81], который допускает воздействие космических лучей как «прямое», путем поглощения энергии, так и «косвенное», через радиолиз молекул воды. В качестве геологического объекта, формирование которого могло происходить под влиянием космического излучения большой интенсивности (1—10 рад/год), он рассматривает коры выветривания. Правда, доказательства такого воздействия приводятся косвенные — совпадения периодичности формирования древних кор и закономерности движения Солнца, его колебания перпендикулярно галактической плоскости.

Солнечная радиация

Роль солнечного излучения в экзогенных процессах более конкретна, так как энергия Солнца является одним из основных источников тепла и света на поверхности Земли. Величина излучения со всей солнечной

поверхности составляет 1540 кал/см²·с, а солнечная постоянная для Земли близка 2 кал/см²·мин [396]. Интенсивность излучения Солнца зависит в конкретной точке поверхности Земли от положения объекта относительно уровня моря, географической широты и времени года (положения Земли на ее орбите вокруг Солнца). Колебания здесь могут быть значительными.

Величина солнечного излучения меняется во времени. Она определяется существованием солнечных вспышек, продолжительность которых достигает десятков и сотен минут. Установлена одиннадцатилетняя периодичность изменения солнечной радиации. Допускается и более продолжительная амплитуда периодичности, определяющаяся десятками и сотнями лет. Кроме того, существуют теории, допускающие общую эволюцию Солнца, которая выражается в увеличении радиуса звезды, возрастании плотности вещества и росте светимости. Здесь приводятся различные расчетные данные: по светимости они варьируют от 25 до 60% [235]. Цикличность светимости охватывает возрастной интервал в 250 млн. лет, причем длительность более мелких циклов около 10 млн. лет.

Особое значение для процессов осадконакопления имеет ультрафиолетовая часть спектра солнечного излучения (длина волн — 10—400 нм), составляющая около 9% от всего количества лучей. На современную земную поверхность попадает только длинноволновая часть (длина волны > 295 нм). Коротковолновое плечо ультрафиолетового излучения на высоте нескольких десятков километров поглощается газами атмосферы (кислородом и озоном). Ультрафиолетовое излучение вызывает различные химические реакции, обусловленные нарушением химических связей в молекулах, в атмосфере (образование озонового слоя) и гидросфере (окисление, восстановление, разложение, полимеризация и др.). Лучи с длиной волны 240—280 нм оказывают летальное и мутационное действие на микроорганизмы и клетки высших организмов. Влияние на развитие организмов ультрафиолетовой части может сказываться на характере осадочного минералообразования, например, гематита [66].

Солнечное излучение поставляет большую часть энергии для экзогенных процессов. Воздействие начинается еще в атмосфере, где под его влиянием происходят фотохимические реакции. Предполагается, что первые порции кислорода возникли под их влиянием [50 и др.]. Наблюдения над характером фотохимических реакций в современной атмосфере показывают, что в периоды возмущений на Солнце ионно-молекулярные реакции являются основным механизмом, приводящим к гибели O⁺. Периоды максимального развития солнечных пятен связываются с частотой гроз, циклоничностью, а в Арктике с ледовитостью [36]. Одиннадцатилетние циклы, связанные с изменением солнечной радиации, установлены в стоке рек [305 и др.].

Т а б л и ц а 7

Среднее количество выщелоченных компонентов, мг/л

Среда	Условие эксперимента	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO
H ₂ O (pH=7)	В темноте	1,54	0,31	0,18	1,18
	При свете	2,06	0,73	0,39	0,25
HCl (pH=3)	В темноте	2,29	0,91	0,48	1,25
	При свете	5,19	1,10	0,56	1,77
KOH (pH=9)	В темноте	1,14	0,31	0,14	0,33
	При свете	2,29	0,72	0,30	0
H ₂ SO ₄ (pH=3)	В темноте	1,87	0,37	0,30	1,30
	При свете	2,88	0,38	0,21	1,90

Таблица 8

Полугодовые суммы солнечной радиации на верхней границе атмосферы на разных широтах (ккал/см²) при солнечной постоянной, равной 2 кал/мин·см² [252]

Полугодие	Географическая широта, градусы									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Летнее	160,6	170,0	174,6	174,4	169,7	160,9	149,1	138,7	134,5	133,3
Зимнее	160,6	146,0	129,0	107,8	84,0	58,7	33,6	13,4	3,3	0

В. И. Бгатов и А. В. Ван [19] выполнили экспериментальные исследования по воздействию солнечного света на интенсивность выветривания. В течение 8 месяцев они выщелачивали биотит в темноте и на свету, воздействуя на него рядом реагентов (табл. 7).

Данные опыты, являющиеся практически первым шагом в оценке роли света в выветривании, показали огромную роль этого фактора в разрушении первичного материала. Вынос элементов здесь почти вдвое усиливается при освещении. Своеобразно ведет себя окись магния, извлечение которой увеличивается в кислых условиях и соответственно уменьшается в нейтральных и щелочных обстановках. В дальнейшем, вероятно, будет разработана методика решения обратной задачи: по интенсивности выноса отдельных элементов станет возможным определение изменения интенсивности солнечного излучения во времени.

Таблица 9

Углы наклона оси Земли и скорости ее вращения в течение тремадок-плейстоцена [252]

Возраст	Угол наклона оси, град	Скорость вращения, сут в ч	Возраст	Угол наклона оси, град	Скорость вращения, сут в ч
Плейстоцен	10	20,1	Казанский и уфимский века	52	30,8
Плиоцен — поздний миоцен	36	27,3	Ранняя пермь	>52	30,8
Ранний миоцен	<36	27,3	Поздний карбон	70	34,0
Олигоцен	>36	27,3	Московский век	67	?
Поздний эоцен	33	26,5	Низы московского, верхи башкирского веков	<20	?
Ранний эоцен	10	20,1	Башкирский век	40—45	?
Палеоцен	20—25	25,2	Поздний девон	65	32,7
Поздний мел	33	26,5	Средний девон	60	31,3
Ранний мел	36	27,3	Ранний девон	50	30,3
Поздняя юра	40	28,3	Лудлов	60	31,3
Средняя юра	20—25	24	Венлок	45	29,5
Ранняя юра	25—30	25,2	Лландовери	?	?
Поздний триас	44	29,2	Поздний ордовик	55—60	31,6
Средний триас	43—45	29,2	Средний ордовик	45—50	30,0
Ранний триас	46	29,3	Арениг	~65	33,0
Татарский век	40—45	?	Тремадок	~40	28,3

Примечание. Знак ~соответствует среднему из возможных значений угла наклона оси вращения (например, 28°, если возможный угол наклона определен как 25—30°). Расчетные скорости вращения и продолжительности суток в этом случае сугубо ориентировочны.

Продолжительность года для различных периодов фанерозоя

Время	Кол-во дней в году [275]	Кол-во часов в сутках [252]	Продолжительность года, ч	Время	Кол-во дней в году [275]	Кол-во часов в сутках [252]	Продолжительность года, ч
Современное	365	24,0	8 760	Поздняя пермь	385	30,8	11 858
Палеоцен	371	32,7	12 132	Поздний карбон	390	34,0	14 260
Поздний мел	377	26,5	9 991	Поздний девон	393	32,7	12 851
Триас	381	29,3	10 163	Силур	402	31,3	12 542

Важным фактором неравномерного распределения солнечной радиации на поверхности Земли является угол падения световых лучей, зависящий от угла наклона земной оси. На разных географических широтах сумма полугодовой радиации может колебаться в значительных пределах (табл. 8).

Анализируя особенности распределения зон аридного климата в современную и более древние эпохи, А. В. Орлова [252] вычислила углы наклона земной оси и скорость вращения планеты для широкого отрезка времени (табл. 9). Произведенная корреляция угла наклона и типов осадков показала удовлетворительную сходимость этих климатических показателей, хотя в полученных результатах имеется тенденция к занижению температур в области высоких широт, особенно для палеозоя.

Интересны результаты определения скорости вращения Земли в течение суток. Дело в том, что путем изучения строения карбонатных раковин подсчитано количество дней в году для различных периодов фанерозоя. Таким образом, представляется возможность определения продолжительности года в разные отрезки геологической истории Земли (табл. 10).

Полученные цифры свидетельствуют о непостоянстве продолжительности года в фанерозое. Намечаются максимумы в позднем карбоне и палеоцене и минимальные величины в позднем меле и современную эпоху. Возможные резкие изменения количества часов в сутках и абсолютной продолжительности года могли заметно влиять на смену органических сообществ как на суше, так и в морской, прибрежно-шельфовой области.

Космическое гравитационное поле

Роль космического гравитационного поля в седиментационных процессах изучена еще далеко недостаточно. Прежде всего это относится к воздействию гравитации, существующей за пределами Солнечной системы. Под влиянием гравитационных полей Солнца и Луны возникают земные приливы, деформирующие твердое вещество Земли [320]. Они приводят в итоге к изменению силы тяжести.

Более заметное влияние гравитационных полей Солнца и Луны отмечается в атмосфере и гидросфере. В атмосфере они сказываются в периодических колебаниях атмосферного давления вблизи поверхности Земли. Приливы и отливы в гидросфере наиболее ярко проявляются в Мировом океане. Существуют солнечная и лунная приливные волны, обуславливающие в течение суток два прилива и отлива. В зависимости от фронта распространения приливной волны, рельефа дна и суши высота прилива достигает 10 м и более. Кроме того, приливные волны могут подниматься в глубь суши от устьев рек иногда на несколько сотен километров (Амазонка и др.). Таким образом, роль приливов и отливов, связанных с гравитационными полями Солнца и Луны, значительна не только для прибрежных участков океанов и морей, но и для районов аллювиального осадконакопления (нижние течения рек, впадающих в океаны).

Геомагнитное поле

Геомагнитное поле рассматривается как поле магнитного диполя, помещенное в центре Земли. Его магнитный момент составляет около $8,3 \times 10^{25}$ СГС, а ось наклонена по отношению оси вращения Земли на $11,5^\circ$ [320]. В настоящее время доказаны неоднородности главного геомагнитного поля, а также их перемещение относительно друг друга.

Реконструкция особенностей магнитного поля Земли в прошлом основана на результатах наблюдений остаточного магнетизма некоторых горных пород, содержащих магнитные минералы. Заслуживают внимания результаты определений вариаций напряженности геомагнитного поля в геологической истории. Такое обобщение за последние 400 млн. лет сделано Дж. Брайденом и П. Смитом [320]. Для этого возрастного интервала, во-первых, отмечается возрастание дипольного момента, а во-вторых — для последнего миллиона лет оно больше, чем за весь этот интервал.

Использование факта существования геомагнитного поля и его изменения в геологической истории до последнего времени не выходило за пределы палеомагнитного метода. Конкретные данные о влиянии магнитного поля появились в результате экспериментальных исследований. Ю. Б. Осипов [253] показал, что в глинистых осадках внешнее магнитное поле может вызвать два седиментационных эффекта: коагуляционный и ориентационный. При больших концентрациях суспензии интенсивней проявляется первый, при низких или при разгрузке под влиянием коагуляции — второй. По мере увеличения напряженности магнитного поля растет агрегативность частиц и улучшается ориентация глинистых минералов. Отмечена роль катионного состава обменного комплекса глинистого вещества. Одновалентные катионы в нем способствуют улучшению ориентации глинистых частиц.

Не исключена возможность влияния геомагнитного поля на химические и биохимические реакции. Сведения о воздействии внешнего магнитного поля на характер химических превращений известны пока для искусственных, неперiodных соединений.

Земная радиация и внутреннее тепло Земли

Радиация Земли тесно связана с присутствием в ее горных породах таких радиоактивных элементов, как U^{238} , U^{235} , Th^{232} , Pb^{87} , K^{40} , Re^{187} и др. Их распределение в земной коре неравномерное. Вероятно, оно испытывает вариации и в более глубоких зонах Земли. Соотношение средних концентраций радиоактивных элементов и скоростей выделения тепла разными типами горных пород показано в табл. 11.

Если разгрузка внутреннего тепла Земли приводит к колебаниям температурного режима земной поверхности, то роль радиоактивности более разнообразна. Она влияет на физико-химические процессы [55],

Таблица 11

Приближенные средние концентрации радиоактивных элементов и скорости выделения тепла в горных породах [320]

Вещество		Содержание, г/т			Скорость выделения тепла, эрг/(г·год)
		U	Th	K	
Кора	Гранит, базальт, габбро	0,5	20,0	37 000	357
		0,8	2,7	6 000	53
Верхняя мантия	Эклогит, перидотит, дунит	0,052	0,22	500	3,0
		0,006	0,02	10	0,35
Метеориты	Хондриты, железистые метеориты	0,013	0,040	850	1,67
		—	—	—	$<10^{-4}$

вероятно, оказывает воздействие на биологические процессы и т. д. Доказательства последнего обычно находят в горизонтах осадочных, как праймо, морских, обогащенных органическим и радиоактивным веществом [243].

Гравитационное поле Земли

Гравитационное поле Земли, или сила тяжести, — один из основных, постоянно действующих факторов, существенно влияющих на характер осадконакопления терригенного, химического и биохимического типов. Она определяется главным образом силой притяжения Земли и незначительно — центробежной силой вращения планеты. Таким образом, сила тяжести на земной поверхности зависит от распределения плотности внутри самой Земли, а также от формы и размера ее поверхности.

Для седиментационных процессов в геологической истории Земли важны сведения о величине силы тяжести в прошлом. В этом отношении данные самые противоречивые. Сторонники одной группы гипотез исходят из представлений о постоянном расширении Земли [244 и др.], второй — об увеличении силы тяжести, т. е. о сжатии [197, 303], а третьей — о пульсационном изменении (табл. 12). Согласно последней, максимумы сжатия, возможно, имели место в позднем докембрии, раннем палеозое и перми (пермокарбоне), в то время как максимумы расширения — в раннем протерозое, девоне, триасе и меле (?).

Непостоянство силы тяжести связано или с изменением массы Земли (увеличение за счет космического вещества, уменьшение — за счет потери земного вещества путем излучения или потери легких газов), или с процессами сжатия (уплотнения) и растяжения (разуплотнения). Конкретные цифры величины силы тяжести для отдельных геологических эпох в настоящее время получить невозможно.

Решению вопроса о пульсационном режиме Земли с помощью анализа распределения различных типов осадочных и магматических пород во временной шкале были посвящены работы В. П. Казаринова [160 и др.]. В обобщенном разрезе осадочных пород от катархея до кайнозоя он выделил серии (продолжительностью 17—20 млн. лет), комплексы (около 120 млн. лет) и фаланги (800 млн. лет). Тектонические движения, связанные с периодами расширения Земли, ослаблены. В этот этап усиливается выветривание и сокращается денудация. В фазу сжатия имеет место горообразование и активизация эрозии. Фалангами названы этапы поро-

Т а б л и ц а 12

Сопоставление данных по изменению радиуса Земли [160]

Время	По В. Б. Нейману [242]	По Д. Ван-Хильтену	По Е. Ирвингу	По С. Ван-Анделю	По Г. Загеру
N	5220	—	—	—	—
P	4270	—	—	—	—
K	3950	6027	—	6243	—
I	3380	—	—	—	—
T		5300	7199	6115	—
P	2930	4822	6115	5733	—
C		5525	—	7517	—
D	—	—	7836	7517	—
PZ ₁	2166	—	—	—	—
PR ₂	—	—	—	—	4400
PR ₁	—	—	—	—	6000

дообразования между двумя фазами горообразования. Таким образом, В. П. Казариновым начиная с архея установлено четыре орогенных эпохи (архей — нижний протерозой, нижний рифей, конец верхнего рифея — венд) и пять разделяющих анорогенных эпох, последняя из которых (фанерозойская) еще не закончилась. Фаланги образуют единый свержцикл, отражающий направленный процесс развития Земли.

Центробежная сила, возникающая при вращении Земли, составляет около $1/288$ части (на экваторе) силы тяжести, однако она играет важную роль в экзогенных процессах и прежде всего влияет на общую циркуляцию атмосферы. В Северном полушарии центробежная сила вызывает отклонение воздушных масс вправо по отношению к направлению вращения планеты, а в Южном полушарии — влево. Кроме того, она влияет на движение океанических, морских, озерных и речных вод.

Величина центробежной силы в геологической истории Земли была непостоянна. Это доказывается изучением углов естественного откоса в донных песчаных осадках разного возраста. По экспериментальным данным эти углы при увеличении плотности материала в 2,5 раза растут на $1-2^\circ$. Пересчеты показали, что с протерозоя величина центробежной силы могла увеличиться в несколько раз [304]. Уместно заметить, что при такого рода расчетах не учитывается возможность изменения атмосферного давления на поверхности Земли, а это может внести существенную коррективу в построения подобного рода.

Атмосфера

Атмосфера Земли являет собой тот планетарный тип среды седиментации, влияние которого на осадконакопление не вызывает сомнений. Она представляет смесь газов, жидкостей, твердых частиц. В приземных слоях (до 100 км высоты) современной атмосферы Земли наблюдается следующее количественное распределение преобладающих газов, % [310]:

Азот	78,084
Кислород	20,946
Аргон	0,934
Углекислый газ	0,033

Прочие газы, составляющие 0,003%, представлены неоном, гелием, метаном, криптоном, закисью азота, водородом, ксеноном, озоном, окисью углерода, аммиаком и др. Кроме того, в переменном количестве (до 4%) среди газов атмосферы может присутствовать водяной пар, определяя ее влажность.

Частицы жидкой и твердой консистенции по составу разнообразны: обломки минералов и пород, капельки воды, организмы и их части, частицы дыма и т. д. По происхождению это продукты ветровой эрозии, вулканической деятельности, конденсаты водяного пара, кристаллы или их агрегаты, возникшие в результате испарения частиц воды, следы деятельности человека и т. д. Разнообразны эти продукты и по размерам: 1) гигантские с радиусом более 10^{-4} см, 2) большие или крупные с радиусом около $2 \cdot 10^{-5}$ см до 10^{-4} см, 3) наиболее мелкие, радиус которых не превышает $2 \cdot 10^{-5}$ см [7]. Концентрация этих частиц колеблется в атмосфере также в значительных пределах.

Уже много десятилетий обсуждается вопрос о возможном изменении состава газов атмосферы во времени. Были высказаны разнообразные суждения, суть которых сводилась к тому, как давно зародилась атмосфера современного типа: 1) возникла более 4 млрд. лет тому назад, т. е. вскоре после образования Земли [52] и 2) время ее формирования — мезозой [244].

В связи с разночтениями биографии атмосферы, естественно, необходим анализ методов, с помощью которых получены данные о появлении конкретных газов на разных возрастных уровнях. Следует подчеркнуть, что авторы различных схем композиции древних атмосфер исходят из

предположения, что все газы атмосферы Земли являются продуктами дегазации ее глубинных зон, в той или иной мере переработанными химическими или биологическими процессами в гидросфере или самой атмосфере.

Различаются несколько способов определения присутствия в древней атмосфере одного или нескольких газов. К числу этих методов относятся: 1) изучение газов в составе разновозрастных пород Земли и других планет Солнечной системы, 2) анализ распределения некоторых осадочных минералов осадочных пород, образующихся в различных окислительно-восстановительных условиях седиментогенеза в стратиграфической колонке, 3) выявление особенностей распределения изотопов ряда элементов в разновозрастных осадочных образованиях, 4) определение объемов осадочных пород и их частей, содержащих элементы газового состава атмосферы с последующим пересчетом их на объемы соответствующих газов, 5) термодинамические расчеты, 6) экспериментальные работы, 7) анализ анатомических особенностей ископаемых растений и животных.

Газы, участвовавшие в процессах минералообразования, могут сохраниться в виде включений в конечных твердых продуктах. В настоящее время разработаны методы их извлечения, в том числе и из индивидуальных пузырьков [112]. Последний прием имеет преимущество в том, что он дает возможность изучить состав газов, отвечающих конкретной фазе минералообразования. Для рассматриваемого случая очень важно получить результаты исследования газового состава из наиболее низкотемпературных включений, вероятность образования которых в стадию осадко-накопления максимальна велика.

Методические работы Г. Г. Гелецяна и А. А. Растегина [68] с кварцевыми породами рифея Игарского района (Восточная Сибирь) показали, что устойчивые результаты по объемным соотношениям таких газов включений, как углекислый газ, азот и кислород, наблюдаются при температурах ниже 250° . Если температуры выше, то во включениях сокращается количество кислорода и возрастает содержание углекислого газа. Видимо, для включений, в которых среди первичных газов кислород отсутствует, верхний предел температуры может быть отодвинут до уровня $300-350^{\circ}\text{C}$.

Не менее важен выбор вещества (минерала), содержащего включения. Для консервации газов, распространенных в атмосфере, наиболее нейтральным веществом является SiO_2 . В то же время волюмометрическим методом возможно количественное определение газов во включениях размерами не менее $0,04$ мм. Такие размеры пузырьков распространены только в зернистых породах разного генезиса. Большое количество контрольных анализов различных силицитов показало, что наиболее устойчивые соотношения газов выдерживаются в кварцевых породах типа подводных гейзеритов, довольно редко встречающихся в ископаемом состоянии и, как ни парадоксально, пока не встреченных в современных морских осадках.

Использование включений из подводных гейзеритов заставляет проанализировать возможность захвата газов из морской воды и масштабы изменения их состава в ископаемом состоянии. Общий механизм образования газовых включений в кристаллах за счет газов раствора проверен экспериментально. Этот способ доказал полную тождественность газов включений и минералообразующих растворов [112]. Механизм же формирования этих образований в условиях просачивания термальных вод на дне морского бассейна не изучен, так как еще не известны подводные гейзеры, создающие силицитовые тела. Наиболее близкие к этим условия наблюдаются в кратерах действующих подводных вулканов. Гидрохимия одного из них подробно рассмотрена [384]. Были исследованы газовые компоненты раствора в зоне активного кипения вулкана Каруа (Новые Гебриды) и морской воды. По содержанию углекислого газа, кислорода и азота они оказались практически тождественными. Это и естественно, так как объемы морских вод, поступающие в кратер подводного вулкана, несравненно больше растворов глубинного происхождения. Отличия не-

Таблица 13

Содержание кислорода и азота ($\text{см}^3/\text{л}$) в океанической воде при нормальной солености и давлении [51]

Газ	Содержание в атмосфере, об. %	Температуры океанической воды, °C				
		5	10	15	20	25
O_2	20,90	7,03	6,36	5,79	5,31	4,89
N_2	78,03	12,73	11,56	10,57	9,77	9,10

Не менее важно учитывать масштабы колебания в содержании газов в морской воде в зависимости от изменения их растворимости. Как показывают исследования современных вод, эти колебания определяются рядом причин: неодинаковой растворимостью в разных обстановках, жизнедеятельностью организмов и т. д. [6, 51 и др.]. Кислород благодаря процессам фотосинтеза в максимальных количествах содержится в верхних слоях морской воды (до 10 мл/л). На глубинах в первые сотни метров его количество уменьшается в 2—4 раза, а затем несколько возрастает. При понижении температуры воды растворимость кислорода увеличивается (табл. 13). Рост солености несколько сокращает растворимость этого газа. Растворимость азота во многом напоминает растворимость кислорода и зависит от тех же факторов. Это значительно облегчает оценку содержания газов в древних атмосферах по газово-жидким включениям.

Количество углекислого газа в морской воде возрастает в десятки раз по сравнению с его содержанием в атмосфере (до 40 мл/л). Оно зависит от величины парциального давления газа над поверхностью воды. В глубоких слоях морей и океанов в связи с сокращением фотосинтеза и окислением органического вещества содержание углекислого газа возрастает.

Аммиак отличается повышенной растворимостью. В одном объеме воды может раствориться до 60 объемов этого газа.

Опыт изучения газовых включений в эвапоритах показал, что в этих породах также сохраняются атмосферные газы [492]. Так, в серии Верра (цехштейн) во включениях присутствуют кислород, азот, углекислый газ и аргон, но вместе с ними обнаружены продукты разложения органического вещества — метан, аммиак и сероводород. Их образование влияет на отношение O_2/N_2 , осложняет реконструкцию состава газов, растворенных в морской воде и соответственно в древней атмосфере.

Индикаторами ряда газов в атмосфере являются некоторые соединения (сульфиды, окислы железа, марганца, формы нахождения поливалентных элементов), отражающие окислительно-восстановительные условия седиментации. К их числу относятся сульфиды железа и урана в обломочной форме, свидетельствующие о восстановительной (бескислородной) обстановке, и окислы железа, обычно образующиеся в окислительных условиях. Присутствие обломочных сульфидов фиксируется в наиболее древних осадочных породах [273, 505 и др.]. Выше по стратиграфическому разрезу они являются только постседиментационными образованиями. Окисные формы железа (гематит, гидроокислы железа) в составе красноцветных формаций появляются в раннем протерозое и широко распространяются начиная с конца раннего протерозоя.

Изучение отношения железа и марганца в осадочных карбонатных породах позволяет судить о насыщенности морских вод и атмосферы кислородом. Этим путем доказано низкое парциальное давление кислорода в атмосфере и гидросфере на ранних этапах (архей — ранний протерозой) геологической истории Земли [480 и др.]. По отношению $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ Е. А. Кулиш [202] в породах алданского комплекса (Восточная Сибирь) допускает дифференцированность процессов окисления в архее. Возраста-

значительны — несколько выше количество специфических вулканических газов (сероводород и др.). Подобный процесс следует ожидать и в зоне действия подводных термальных источников. Все это дает основание предполагать, что во включениях подводных гейзеритов могут преобладать газы, заимствованные из морской воды.

ние роли кислорода в окислительных реакциях при выветривании установлено в раннем протерозое [241]. Б. Фриер [491] рассмотрел поведение европия в докембрийских железистых формациях США, Канады, СССР и других регионов. Им выделены три эпохи: 1) древнее 1900 млн. лет — преобладание иона Eu^{2+} , 2) 1900—800 млн. лет — переход Eu^{2+} в Eu^{3+} и 3) моложе 800 млн. лет — современный тип.

Для определения времени появления в древней атмосфере Земли кислорода используются изотопы серы [52, 373 и др.]. Имеющиеся определения не показывают строгой стратиграфической приуроченности точек с высоким содержанием тяжелого изотопа [153]. Вероятно, нужны дополнительные методические разработки как для расшифровки материалов по изотопному составу серы, так и для более точного определения возраста древних осадочно-метаморфических толщ. В связи с этим в настоящее время можно говорить не столько о раннем распространении кислорода в древней атмосфере, сколько о появлении этого газа в гидросфере Земли, возможно, в пределах колоний водорослей в раннем докембрии.

Метод количественного подсчета объемов карбонатных пород и углеродистых соединений в осадочных образованиях используется для оценки количества углекислого газа в древней атмосфере [243, 282 и др.]. С его помощью получены разноречивые данные, обычно ниже цифр, полученных волюмометрическим методом, что, видимо, объясняется невозможностью полного учета всех особенностей распространения древних осадков, значительная часть которых была уничтожена последующей эрозией. Этот метод дал интересные результаты, характеризующие относительные колебания количества углекислого газа для отдельных отрезков геологической истории, а также доказательства связи этих колебаний с вулканической деятельностью [282].

Термодинамические расчеты позволяют решать вопросы о присутствии газов в древней атмосфере при воссоздании моделей формирования тех или иных осадков. Так, Ю. П. Мельник [230] показал возможность существования углекислого газа и аммиака в атмосфере раннедокембрийского возраста. Экспериментальные исследования также дают косвенные материалы, подтверждающие возможность обогащения тем или иным газом древней атмосферы. Примерами могут служить опыты по получению протоиломита из хлоридно-углекислых растворов в токе CO_2 [223], объясняющие широкое распространение доломитовых пород в протерозое или моделирование выветривания в присутствии углекислого газа, проведенное Ж. Педро [259].

Особенности физиологии и анатомического строения организмов используются для двух целей: 1) выявления времени широкого распространения кислорода в атмосфере, 2) установления уровня его колебаний. В первом случае обращается внимание на характер внутреннего строения организмов или учитывается время появления тех или иных групп животных [434, 435 и др.]. По этим признакам, например, было высказано предположение о наличии заметных количеств кислорода в атмосфере в конце позднего докембрия, после чего создались условия для появления и быстрого расселения морской фауны. Эти рассуждения верны, однако существуют другие факторы, которые могли быть барьером для эволюции органического мира (например, температуры). Возможен, кислород появился раньше, чем развились многоклеточные организмы.

Интересные исследования провели А. В. Сочава и Л. С. Гликман [317], изучившие строение дыхательного аппарата мезозойских акул. По характеру его строения они показали возможность колебания в содержании атмосферного кислорода в мезозое.

Все перечисленные методы являются основой схемы, показывающей изменение состава атмосферы Земли.

Состав первичной атмосферы Земли был аналогичен составу газов, поступавших на ее поверхность в результате зонной плавки мантии [50]. Ее композиция в какой-то мере отражается в составе газов вулканов, поствулканических эманаций и пузырьках вулканических пород (табл. 14).

Средние объемные соотношения некоторых газов (%) из вулканов, пород и горячих источников [360]

Газы	Источники газов			
	Вулканические газы из Килауэа и Мауна-Лоа	Базальтовые лавы и диабазы	Обсидиановые, андезитовые лавы и граниты	Газы из фумарол района Катма и из поровых струй и гейзеров Калифорнии и Вэтоминга
CO ₂	11,8	8,1	2,0	0,2
N ₂ +Ar	4,9	2,0	1,2	0,02
SO ₂	6,4	—	—	—
SO ₃	2,3	—	—	—
H ₂ S	—	—	—	0,02
Cl ₂	0,05	0,5	0,5	—
HCl	—	—	—	0,06
F ₂	—	3,8	2,3	—
HF	—	—	—	0,03
NH ₃	—	—	—	0,01
H ₂ O	73,5	83,1	92,9	99,58

В приведенных данных обращает на себя внимание постоянное присутствие и преобладание среди газов CO₂. Этот газ преобладает и в атмосфере планет земной группы (Венера, Марс). Вероятно, он господствовал и в первичной атмосфере Земли. Во всяком случае, CO₂ составляет в среднем 61,2% по объему газов во включениях кремнистых пород раннего докембрия [150].

Первичным источником CO₂ в атмосфере земли являются ее глубинные зоны, причем доказано, что изотопный состав поступающего суммарного углерода не менялся [64]. Возможно, следы такой дегазации наблюдаются во включениях аутигенных минералов из глубоких частей дна Мирового океана [393]. Аналогичное происхождение имеет углекислый газ в атмосферах Марса и Венеры, однако геохимическая история этого газа на разных планетах была различна. На Венере, обладающей достаточной массой для удерживания газов атмосферы, происходило накопление CO₂, постепенное повышение его парциального давления. Газы в атмосфере Марса не удерживались, рассеивались в космосе, однако углекислый газ в ней остался преобладающим. На первых этапах развития атмосферы Земли он накапливался так же, как на Венере. Однако появление организмов, способных перерабатывать этот компонент атмосферы и гидросферы, привело к нарушению процесса его накопления. Это нарушение баланса обусловило сокращение количества CO₂ в атмосфере и соответственно в растворенной форме в гидросфере.

В газовых включениях из кремнистых пород среднего и позднего протерозоя, а также силура этот газ составляет 31,8—37,1 об.%. Следующий переломный момент отмечается в середине девона. В аналогичных включениях его уже в среднем 7,6%, т. е. по количеству он сопоставим со средним содержанием в современной морской воде.

Иные содержания углекислого газа в древней атмосфере приводят С. Г. Неручев [244] и А. Б. Ронов [282]. Хотя они пользовались одними исходными данными, цифры получились разные. Так, у С. Г. Неручева в раннем палеозое углекислый газ является господствующим компонентом атмосферы (при давлении до 50 атм), а у А. Б. Ронина он составил только 0,3—0,5% атмосферных газов. Для мезозоя цифры соответственно равны до 95% при давлении 10—15 атм и 0,3—0,5%. Вероятно, отклонения от оптимальных значений здесь связаны как с несовершенством метода, так и с неполнотой материала для таких вычислений.

Аммиак, так же как и углекислый газ, является продуктом дегазации глубинных зон Земли [50]. Его присутствие в древней атмосфере доказы-

вается путем изучения газовых включений в кремнистых породах. Во включениях из пород архейского возраста он составляет в среднем 35,1%, несколько понижаясь в архейско-раннепротерозойских породах. Однако, учитывая хорошую растворимость аммиака, к этим цифрам следует относиться осторожно. Экстраполируя их, можно говорить только о присутствии аммиака в атмосфере архея и раннего протерозоя. Косвенными доказательствами существования аммиачной атмосферы на первых этапах развития Земли являются также следы аммония в структурной решетке гидрослюд филлитов раннего протерозоя Курской магнитной аномалии (устное сообщение Е. С. Рудницкой), а также термодинамические расчеты образования железистых кварцитов [230].

Метан также считается основным компонентом древнейшей атмосферы Земли [50, 310 и др.]. Однако в газовых включениях из архейских кремнистых пород этот газ не обнаружен. Не исключено, что его содержание настолько низко, что не фиксируется волюмометрическим методом.

Кислые газы рассматриваются как характерные продукты первичной атмосферы Земли [50 и др.]. В кремнистых породах раннего докембрия они не обнаружены. Возможно, это объясняется их низким содержанием во включениях. Здесь также отсутствует метан. Однако распространение этих газов в первичной и раннедокембрийской атмосфере не исключается.

Азот мог появиться в атмосфере двумя путями: 1) из глубинных зон и 2) в результате разложения аммиака. Второй путь его накопления хорошо прослеживается при изучении разновозрастных газовых включений кремнистых пород. В наиболее древних осадочных образованиях он составляет 3,8% от объема всех газов включений. После почти полного разложения аммиака в атмосфере и гидросфере (конец раннего протерозоя) он фиксируется в количестве 50,3—75 об.%, т. е. по содержанию он вполне сопоставим с количеством азота, растворенного в современной морской воде.

Поведение кислорода в атмосфере Земли своеобразно. Вероятно, в незначительном количестве он мог (так же, как на Венере и Марсе) появиться в результате разложения водных паров под влиянием ультрафиолетового излучения.

Еще один способ появления кислорода в атмосфере рассмотрен П. М. Горяиновым [85], который допускает освобождение значительных масс O_2 , сопоставимых с его количеством в современной тропосфере, в результате перехода Fe_2O_3 в FeO при метаморфизме основных базальтов. По мнению П. М. Горяинова, этот процесс начался 2600—2800 млн. лет тому назад. Близкие взгляды были высказаны В. И. Бгатовым [18], который, кроме того, обратил внимание на различия в изотопном составе кислорода в нижних слоях вод Мирового океана и атмосферы. Он считает этот источник кислорода (так же, как и П. М. Горяинов) одним из главных, приведших к формированию кислородной атмосферы Земли в глубоком докембрии. Этому выводу однако противоречат данные волюмометрического метода, которые подтвердили, что во включениях кремнистых пород с возрастом 3,5—3,8 млрд. лет он не обнаружен [150]. Обогащение тяжелым изотопом кислорода в нижних горизонтах современной морской воды объясняется в настоящее время обменом этим элементом между морской водой и гидротермально измененными породами океанической коры [596].

Присутствие заметных количеств кислорода в газовых включениях установлено в толщах позднеархейского и раннепротерозойского возраста, однако это подтверждается пока единичными анализами. Кислород в количестве до 10—12% от общего объема газов включений фиксируется в кремнистых породах (фтанитах) ятулия Карелии. Характерно, что с этим возрастным уровнем связано широкое распространение красочувствительных формаций. Все эти факты позволяют считать, что кислород, генерируемый синезелеными водорослями, почти полностью переработал присутствующий в атмосфере и гидросфере Земли аммиак и получил возможность накапливаться в заметных количествах. Вероятно, на возрастном уровне

Схема развития состава атмосферы Земли

Время	Состав газов		Тип атмосферы
	преобладающих	второстепенных	
Гайнозой — средний девон	N_2, O_2	CO_2	Углекисло-кислородно-азотный
Средний девон — ранний протерозой	N_2, CO_2, O_2	$NH_3 (?)$	Кислородно-азотно-углекислый
Ранний протерозой — архей	CO_2, NH_3, N_2	$O_2, HF, HCl, H_2S, SO_3, CH_4$	Кислородно-азотно-аммиачно-углекислый
Архей	CO_2, NH_3	$N_2, HF, HCl, H_2S, SO_3, CH_4$, возможно, следы O_2	Азотно-аммиачно-углекислый
Предархей	$CO_2, NH_3, HCl, H_2S, SO_3, CH_4$	N_2, HF , возможно, следы O_2	Аммиачно-углекислый с участием «кислых» газов

около 2—2,5 млрд. лет содержание кислорода в атмосфере достигало точки Пастера.

Все сказанное выше позволяет предположить следующую принципиальную схему развития газового состава атмосферы Земли (табл. 15). Эта схема, естественно, характеризует общую направленность формирования атмосферы Земли. Она не учитывает колебания в содержании отдельных газов, которые могут быть обусловлены непостоянной скоростью дегазации глубинных зон Земли, вулканизмом, особенностями развития органического мира и т. д. [105 и др.]. Реконструкция этих колебаний различными способами, о которых говорилось выше, предпринималась неоднократно. Наиболее убедительные данные получены по кислороду [317]. А. Б. Ронов [282] приводит максимумы содержания этого газа в девоне — карбоне и во второй половине мезозоя. Эти конечные точки совпадают с анализами из включений, выполненных из образцов, взятых на тех же стратиграфических уровнях.

Непостоянство газового состава атмосферы Земли существенно влияло на величину других параметров — температуру в приповерхностных слоях и давление. Известно несколько точек зрения на характер таких изменений. Для оценки их соответствия общей геологической ситуации рассмотрим методы, с помощью которых эти параметры определялись. Значение палеотемпературы устанавливается следующими способами: 1) изучение изотопов кислорода в кремнистых и карбонатных минералах, 2) изучение отношений кальция и магния в карбонатном веществе раковин, 3) расчеты с привлечением данных по другим планетам. Первые два метода достаточно подробно описаны в литературе [31, 332]. Возможность изучить сравнительные данные по температурному режиму других планет появилась в последние годы. Особенно ценный материал для такого рода сравнения получен по Венере. Для производства расчетов были сделаны такие допущения: 1) Земля и Венера возникли одинаковым путем и примерно в одно и то же время — 4,5 млрд. лет тому назад, 2) первоначально они представляли собой скопление твердого вещества, лишённого атмосферы, со средней температурой освещенной и затемненной сторон около $0^\circ C$, 3) интенсивность дегазации глубинных зон этих планет была примерно одинакова и шла приблизительно с одной скоростью, 4) развитие Земли отличалось тем, что около 4 млрд. лет тому назад на ее поверхно-

сти появились живые организмы, которые стали перерабатывать углекислый газ и освобождать кислород.

Из сказанного выше следует сделать вывод о том, что верхние геосферы Венеры и Земли развивались в близких условиях до появления земной жизни, после чего характер изменения атмосфер и гидросфер этих планет получил разное направление. Если на Венере в атмосфере продолжалось накопление газов, возрастала температура, то на Земле под воздействием организмов состав атмосферы существенно трансформировался, постепенно приближаясь к современному типу, а температура понижалась. Если это предположение верно, то появляется возможность по существующим на поверхности Земли термобарическим параметрам высчитать скорости роста земной температуры до момента зарождения жизни. Ниже приводятся такие расчеты, которые сопоставляются с данными, полученными другими методами.

Температура на поверхности Венеры определена в 470°C [226]. Если допустить, что первоначальная средняя температура поверхности планеты в условиях отсутствия атмосферы была близка 0°C, то средняя скорость роста температуры за 4,5 млрд. лет могла составить 1°C за 9,36 млн. лет. Применяя эти цифры к земным условиям, можно получить величину средней температуры около 80°C, допуская, что жизнь появилась на Земле около 4 млрд. лет, а с уровня 3,75 млрд. лет началось понижение температуры (табл. 16). Сопоставление этих цифр с результатами определения палеотемператур по изотопам кислорода из кремнистых и карбонатных пород показывает хорошую сходимость данных, полученных различными методами. Во-первых, выдерживается тенденция постепенного снижения температуры в приповерхностных условиях, а во-вторых, для докембрия наблюдается хорошая сходимость конкретных значений температур как по изотопному анализу, так и по расчетным данным для варианта зарождения жизни 4 млрд. лет тому назад.

Отклонение в цифрах на несколько градусов, полученных разными методами для докембрия и фанерозоя, объясняется неравномерным, скачкообразным изменением температур на поверхности Земли под влиянием космических и эндогенных причин, климатической зональностью и отличиями в развитии Земли и Венеры и т. д.

Существование участков с аномальными значениями палеотемпературы доказано для рифейского времени. Примером может служить разрез карбонатно-кремнистых отложений в нижнем течении р. Нижней Тунгуски (Восточная Сибирь). Согласно определениям Е. И. Донцовой [155],

Таблица 16

Результаты определения величины палеотемператур (°C) в приповерхностных условиях Земли в различные геологические эпохи

Возраст, млрд. лет	Расчетные данные с учетом параметров Венеры	По изотопам кислорода		
		В кремнистых породах Северной Америки [542]	В кремнистых и доломитовых породах Южной Америки [555 и др.]	В карбонатных органических остатках [332 и др.]
0,100	16	—	—	16
0,200	18	—	—	25—26
0,280	19	35—40	—	17
0,400	22	17	—	—
0,600	25	35	25—30	—
0,700	27	—	—	—
1,000	32	—	—	—
1,200	35	32	—	—
2,000	49	—	40—45	—
3,000	64	71	—	—
3,500	80	—	80	—
4,000	51	—	—	—

на участке, который расшифрован как дно мелководного моря, по различным типам пород были получены две группы цифр: 150—200 и 75—85°C. Первая из них связана со своеобразными телами, сложенными белым зернистым кварцем, которые рассматриваются как подводные гейзериты, отмечающие выходы в придонные участки термальных источников. Вторая группа величин палеотемператур определена в тонкозернистых силицитах и доломитах, представляющих собой морские осадки. Несколько более высокие величины палеотемператур по сравнению с другими районами (см. табл. 16) объясняются влиянием глубинного тепла в зоне действия горячих источников. Возможно, в таких участках формировались триасовые кремнистые породы, из которых получены температуры в 35—40°C [542].

Кроме общей тенденции изменения средних температур в геологической истории Земли представляется возможным наметить их основные отклонения. Возрастной интервал и масштабы отклонений определяются по материалам количественных подсчетов объемов карбонатных пород [282], изучению изотопов кислорода в кремнистых отложениях и карбонатных органических остатках [31, 332 и др.], по отношениям магния и кальция в карбонатах органического происхождения [409], а также с учетом возможных изменений объемов газов, прежде всего углекислого, в древних атмосферах [150] и оледенений.

На рис. 3 дана схема изменения средней температуры начиная с архея. Более быстрый темп общего понижения температуры фиксируется в раннем протерозое и девоне, что связывается с перестройками в составе древних атмосфер. Резкие изменения типа скачков, фиксируемые по ледниковым осадкам, показаны в рифее, венде, ордовике, конце карбона и плейстоцене. Некоторое повышение средних температур в раннем кембрии, ордовике, девоне, раннем карбоне, перми, триасе, меле, палеогене и неогене показано исходя из представлений об увеличении объемов карбонатонакопления. Отсутствие резких изменений средних температур в докембрии (за исключением эпох оледенений), а также в раннем и среднем палеозое объясняется как слабой обнаженностью и малой степенью денудации стратиграфии (докембрий), так и ненадежностью использованных методов палеотемпературного анализа для наиболее древних отложений (докембрий и палеозой).

Изменение температуры в приповерхностных условиях Земли тесно связано с колебаниями атмосферного давления. Определение средних величин палеодавлений проводилось тремя способами: 1) расчетами с использованием данных по Венере, 2) замером величин давлений в газовых

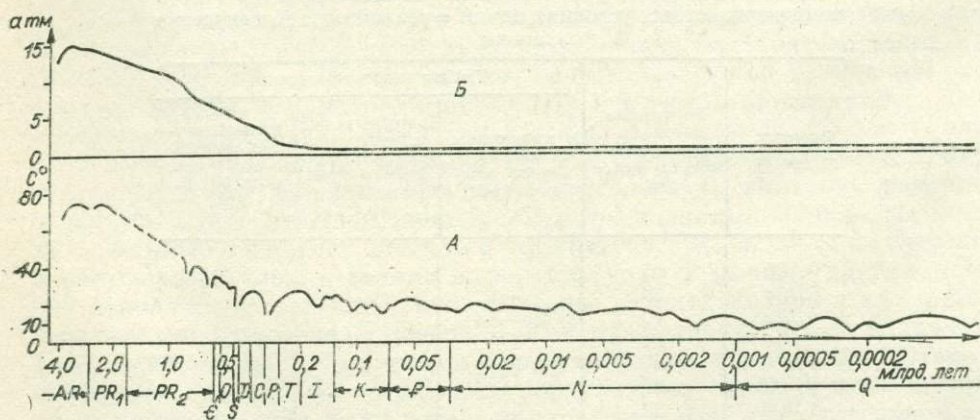


Рис. 3. Схема изменения среднегодовой температуры (А) и давления (Б) в приповерхностной зоне Земли. Временная шкала дана в логарифмическом масштабе. При составлении схемы использованы материалы В. С. Волковой и др. [57], В. Н. Синельниковой и др. [299], Р. Н. Тейс и др. [332], Н. А. Ясаманова [409], Л. Нота и др. [542], и др.

Расчетные данные средних значений палеодавлений на поверхности Земли, полученные разными методами, атм

Возраст, млрд. лет	Расчетные данные с учетом параметров Венеры	Средние значения давления в пузырьках газов из кремнистых пород	Расчеты по С. Г. Неручеву [244]	Возраст, млрд. лет	Расчетные данные с учетом параметров Венеры	Средние значения давления в пузырьках газов из кремнистых пород	Расчеты по С. Г. Неручеву [244]
0,100	1,0	—	—	2,500	11,0	9,4	—
0,280	1,4	—	18—20	3,000	12,0	—	—
0,400	2,5	3,1	—	3,500	14,0	—	50—60
0,500	3,0	—	45—50	3,750	15,0	—	—
1,000	4,0	3,2	—	4,000	10,0	—	—
2,000	8,0	4,6	—				

пузырьках осадочных пород и 3) расчетами по содержанию углерода в карбонатных минералах и органическом веществе осадочных пород разного возраста.

Средние величины давления в приповерхностных условиях Земли в различные геологические эпохи подсчитаны тем же способом, что и для температуры. Давление, получаемое для поверхности Венеры, равно 93 атм [226]. Расчетная скорость возрастания давления на 1 атм равна примерно за 48,5 млн. лет. Вычисленные результаты изменения давления для варианта времени появления жизни около 4 млрд. лет тому назад сопоставлены с цифрами, полученными путем замера давления внутри пузырьков газов из разновозрастных кремнистых пород осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса (табл. 17). Здесь также наблюдается понижение давления.

В табл. 17 приведены результаты расчетов палеодавления, выполненные С. Г. Неручевым [244]. Им получены более высокие цифры, в частности для времени в 3,5 млрд. лет — 50—60 атм, для 0,57 млрд. лет — 45—50 атм, а для конца палеозоя — начала мезозоя — 18—20 атм. Эти величины не подтверждаются ничем, кроме произведенных расчетов. Вместе с тем, как отмечает С. М. Неручев, они необычны. К этому можно добавить, что они противоречат палеонтологическим данным. В частности, не известны резкие отклонения в строении скелетов амфибий и рептилий из верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений, формирование которых должно было происходить в условиях значительных давлений. Такие давления, особенно на границе кембрия и докембрия, а также в раннем докембрии, должны были вызвать повышение температур. По аналогии с планетой Венера они могли достигать 200—300°C и более. Однако в отложениях этого возраста обнаружены многочисленные остатки организмов, которые не переносят температуру выше 85—90°C.

Все это показывает, что С. Г. Неручев применил методику пересчета, имеющую какие-то дефекты. В их числе можно предположить следующие: 1) автор располагал данными по объемам карбонатов и углеводов только по территории современной суши (докембрий — средний мезозой) и экстраполировал эти цифры на всю площадь планеты и 2) невозможно учесть роль в формировании морских карбонатных и органических осадков в результате контакта морской воды, организмов, углекислого газа, выносимого из глубинных зон Земли, но не достигающего атмосферы.

Выявление эпох более резких колебаний давления может быть построено, во-первых, на представлении о перестройке состава газов атмосферы и изменении их объемов, а во-вторых, на допущении быстрого понижения или повышения температурного режима при тех же объемах газов. На схеме развития давления в геологической истории Земли показаны два этапа более быстрого понижения давления — в раннем протерозое и девоне (см. рис. 3). Первый из них объясняется исчезновением из газов атмосферы аммиака и частичной переработкой организмами углекислого

Общая схема развития параметров атмосферы Земли

Время	Тип атмосферы	Средние температуры, °С	Величины давления в приповерхностных условиях, атм
Кайнозой — средний девон	Углекисло-кислородно-азотный	15—25	1,0—2,5
Средний девон — ранний протерозой	Кислородно-азотно-углекислый	25—50	2,5—8,0
Ранний протерозой — архей	Кислородно-азотно-аммиачно-углекислый	50—65	8,0—12,0
Архей	Азотно-аммиачно-углекислый	65—80	12,0—15,0
Предархей	Аммиачно-углекислый с участием «кислых» газов	50—25	5,0—10,0

газа, а второй — резким сокращением количества углекислого газа. Тенденция к некоторому повышению давления в позднем рифее, венде и карбоне связывается с резким падением температуры в периоды оледенений. Возможно, такие же случаи имели место в ордовике и плейстоцене.

Исходя из полученных параметров состава, температуры и давлений в истории развития атмосферы выделяется пять этапов, которым соответствует пять типов древней атмосферы (табл. 18).

Г л а в а III

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СРЕДЫ

Уже было рассмотрено, что провинциальные среды занимают на современной поверхности Земли две обособленные области: сушу (20,8%) и Мировой океан (71,2%). Кроме территориальной обособленности, они различаются по фазовому состоянию сред, газовому и солевому составу гидросферы, а также по выдержанности последнего. В отличие от морской среды на суше обстановки выветривания, переноса и осадконакопления отличаются сложным взаимоотношением атмосферы и гидросферы, присутствием на значительной площади (около 40%) твердой фазы гидросферы — льда, активным участием в процессе седиментации растительного покрова и т. д. Зональность проявления этой среды седиментации определяется в дифференцированном воздействии термобарических условий, влажности, расселения организмов и т. д.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Среда осадконакопления на суше характеризуется непостоянством состава, так как включает атмосферу и гидросферу, а последняя распространена достаточно локально. Особенность проявления атмосферы как среды седиментации на суше состоит в том, что ее газы насыщают водную массу, а также в ее собственном перемещении вдоль поверхности суши. Масштабы такого воздействия определяются ее параметрами состояния, которые были рассмотрены выше. Гидросфера на суше, составляющая 0,5 млн. км² [360], отличается разнообразием состава растворенных компонентов и существованием двух фаз состояния: воды и льда. Водные растворы на поверхности суши по своему составу варьируют в широких пределах — от пресных до соленых.

По количеству растворенных компонентов их можно разделить на три группы со следующими содержаниями ионов (мг/кг): 1) пресные (менее 1000) и солоноватые (1000—2500), 2) соленые (25 000—50 000) и 3) с повышенной соленостью (свыше 50 000).

Первый тип преобладает в речных водах и крупнейших озерах. Средняя минерализация — в речных водах различных континентов следующая [7] (мг/л):

Северная Америка	131,8
Южная Америка	55,0
Европа	170,8
Азия	125,6
Африка	95,7
Австралия	54,8

По составу в современную эпоху преобладают речные воды гидрокарбонатного типа с повышенным содержанием кальция, обогащенные сульфат-ионом, хлором, магнием и щелочами. Преобладание в речной воде иона бикарбоната заставляет обратить особое внимание на поведение карбонатной системы в этих условиях. Согласно О. А. Алекину [7], в рассматриваемых растворах для нее существует следующее подвижное равновесие:



Стабильность в той или иной части системы в конкретном случае зависит от величины рН. При низких значениях (меньше 6) в растворе преобладает H_2CO_3 . По мере ее возрастания увеличивается количество бикарбонат-, а затем и карбонат-ионов. Вода многих современных рек имеет рН в пределах 7—8. Более низкие значения отмечаются в реках, в балансе питания которых большую роль играют воды, связанные с вулканическими областями. Колебания в содержаниях растворенных солей определяются, как правило, составом исходных пород, типом выветривания в областях питания, климатом, составом подземного питания и ледовым режимом. Аномальные по содержанию растворенных солей речные воды отмечаются в областях вулканической деятельности, интенсивного подтока соленых грунтовых вод, а также в густонаселенных районах — как результат хозяйственной деятельности человека.

Еще слабо изучен вопрос о химизме водных потоков в периоды интенсивных дождей, ливней и штормов. Наблюдения в горных странах показывают, что состав солей во временных потоках изменяется от легко-растворимых в начале развития грозы до менее растворимых, вымываемых из выветрелых минералов и почвенных растворов [581]. В общем виде количество растворенных веществ в речных водах возрастает от полярных областей с умеренным влажным климатом к зонам засушливого (семиаридного) климата, но их содержание уменьшается в пустынях и влажных тропиках [314]. Такое распределение является суммарным результатом, определяющимся интенсивностью выветривания и количеством осадков. Первая составляющая растет от зоны тундры к областям влажных тропиков, а вторая дает минимумы в зонах пустынь и полупустынь. В тропических зонах с наиболее интенсивным выветриванием большое количество осадков понижает концентрацию растворенных продуктов в речных водах.

Газовый режим в современных реках зависит в основном от возможностей растворения атмосферных газов. При температуре 0°C их растворимость следующая (мл/л):

Азот	23,59	Аммиак	680,00
Кислород	49,22	Метан	55,63
Углекислый газ	17,13	Сероводород	46,30

Повышение температуры понижает растворимость этих газов, а повышение давления увеличивает ее.

Важным компонентом речных вод являются органические соединения, содержание которых колеблется от 2 до 27 мг/л, достигая максимума

в периоды весенних паводков [304]. Характерно, что наиболее высокие содержания органического вещества отмечаются в реках зон заболоченных лесов, а наименьшее в реках, пересекающих пустыни. Состав органического вещества в речной воде сложен: аминокислоты, белки, гуминовые кислоты и т. д. Содержание аминокислот, углеводов и аминов наиболее непостоянное, что связано, вероятно, с количеством и характером разложения остатков организмов, заселявших водоемы. Гуминовые кислоты поступают в реки из торфяников и почв [178]. Видимо, этим объясняется достаточно четкая связь между их количеством и ландшафтно-климатическими зонами. Так, минимальные содержания гуминовых кислот, в том числе и подвижных, установлены в зонах пустынь и полупустынь, в которых растительность и процессы почвообразования развиты слабо.

Существенный компонент речных вод — взвешенные частицы, количество которых варьирует от десятков граммов до 2—3 кг на 1 м³ жидкого стока [314]. Содержание взвешенных частиц в крупных реках зависит от многих факторов: климата, рельефа, пород, слагающих области питания и водоразделы, а также времени года. В общем виде усредненная картина распределения взвешенных частиц следующая. Наименьшее содержание водной части стока установлено в реках умеренных влажных широт со снеговым и ледниковым питанием, текущих в Северном полушарии с юга на север и пересекающих зоны степей, лесов и лесотундр, причем взвешенных частиц больше в водах равнинных зон, нежели горных областей.

В реках Северного полушария, которые текут с севера на юг, пересекая зоны лесов, степей и полупустынь, содержание взвешенного материала выше, чем в рассмотренном до этого случае. Это объясняется как меньшей залесенностью, так и деятельностью человека. Еще выше количество твердого стока в водах рек влажной тропической зоны, а максимальное в реках, текущих в пределах степей, полупустынь и пустынь.

Более четкая связь между количеством твердого стока и ландшафтом наблюдается в реках средней и малой протяженности, протекающих преимущественно в пределах одной ландшафтно-климатической зоны. Это отчетливо видно на карте средней мутности рек СССР, составленной Г. И. Шамовым [314]. Наименее богаты взвешенными частицами воды рек тундр, лесотундр и лесов. Их количество повышается в реках лесостепей и степей, достигая максимума в районах полупустынь и пустынь.

По-видимому, закономерности распределения состава растворенного и твердого стока в речной воде, приведенные выше для современной эпохи, в общем виде сохранялись в течение кайнозоя, мезозоя, перми, карбона и позднего девона (табл. 19). Правда, изменение растительности, строения речных долин (особенно в карбоне и девоне), отсутствие растительности на водоразделах (карбон, девон, отчасти пермь), некоторые колебания в содержании атмосферных газов могли влиять на состав растворенного органического вещества, количество растительного детрита среди взвешенных частиц, состав растворенных газов, количество твердого стока (в сторону его увеличения) и т. д.

Принципиально иные условия формирования состава стока могли иметь место в раннем палеозое, позднем и раннем протерозое. Они определялись прежде всего иным составом атмосферы и отсутствием растительности на суше. В растворенной части стока прежде всего в этих условиях должно резко сократиться количество органических веществ. В речной воде могли сохраниться преимущественно гуминовые кислоты, выносимые из продуктов выветривания, формировавшихся с участием бактерий и водорослей. Соответственно, в жидком стоке следует ожидать исчезновения сульфат-иона. Повышенное содержание углекислого газа в атмосфере этого времени могло повысить его количество в речных водах, существенно подкислив последние. В связи с малым содержанием органического вещества речные воды могли иметь повышенные количества кислорода, хотя более высокие температуры сдерживали этот процесс обогащения.

Отсутствие растительного покрова на суше могло способствовать усилению эрозии твердых частиц, в том числе и мелкозема, переходящего во

Схема изменения состава растворенного и твердого стока в речных водах разного возраста

Возраст	Компоненты стока				Преобладающие геохимические условия
	Растворенные вещества		Растворенные газы	Взвешенные частицы	
	Ионы неорганических соединений	Органические соединения			
Кайнозой — средний девон	Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}	Аминокислоты, белки, глюкоза, амины, гуминовые кислоты и т. д.	N_2 , O_2 , CO_2	Значительные колебания в зависимости от климата, рельефа, растительности и т. д.	От слабо кислых до слабо щелочных, окислительные
Ранний девон — ранний протерозой	Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^-	Количество невелико, преимущественно гуминовые кислоты	N_2 , CO_2 , O_2	Повышенное количество, колебания в зависимости от климата (по влажности) и рельефа	Кислые, окислительные, подток щелочных грунтовых вод
Ранний протерозой — архей	Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^-	?	CO_2 , NH_3 , N_2 , CH_3 , O_2	Повышенное количество, колебания в зависимости от климата (по влажности) и рельефа	Щелочные, восстановительные

взвешенное состояние. Особенно интенсивно этот процесс должен был происходить в дождливые периоды.

В более ранние геологические эпохи (ранний протерозой, архей) присутствие аммиака в атмосфере и гидросфере, повышенные температуры и давления создавали весьма своеобразные условия для формирования речного стока, аналоги которых, вероятно, полностью отсутствуют в современных речных системах. В это время предполагаются преобладание щелочных и восстановительных условий на большей части суши, повышенные относительно современного уровня количества растворенных ионов щелочных земель, в том числе магния, значительное распространение аммония, вероятное отсутствие органических соединений.

Вероятно, характер твердого стока был приблизительно таким же, как и в более позднюю эпоху (девон — конец раннего протерозоя.) Однако более высокие величины давления и температуры могли по-иному направлять круговорот воды в системе атмосфера — гидросфера, влияя, таким образом, на характер развития речных систем.

Пресные и солоноватоводные озера являются наиболее крупными скоплениями водных масс на суше. Площади их водной поверхности могут достигать десятков и сотен квадратных километров, а глубины — сотен и тысяч метров. Большинство озер этой степени засоленности распространены в областях с влажным климатом. Для сохранения низкого содержания растворенных солей в озерах, располагающихся в зонах с засушливым климатом, необходим постоянный приток в такие бассейны больших масс пресной воды. Однако, несмотря на это, в случае колебания уровня озер в прибрежных зонах образуются заливы и бухты, в которых вода значительно засоленна.

По химическому составу растворенных веществ воды пресных озер относятся к гидрокарбонатному типу, который определяется соотношением ионов в питающих эти водоемы реках. При повышении минерализации озерной воды (более 1 г/кг) она может перейти в сульфатный тип, а затем (выше 3—5 г/кг) в хлоридный [7]. В катионной части развитие идет по схеме $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$. Кроме жидкого стока рек, на солевой состав озер могут влиять ледовый режим, характер питания подземными водами, реакции обмена между водой, организмами и твердыми частицами. Биогенные компоненты в озерных водах представлены ионами серной, азотистой и фосфорной кислот, а также аммонием, соединениями, содержащими железо и кремний. Собственно органические вещества, составляющие до 160 мкг·экв./л, представлены уксусной, щавелевой, пропионовой, галловой, малоновой, аконитовой, муравьиной, фумаровой, глутаровой, адипиновой, пировиноградовой, молочной, янтарной, лимонной, винной и яблочной кислотами [79].

Среди газов, растворенных в пресных солоноватоводных озерах, известны азот, кислород, углекислый газ и сероводород, источниками которых являются атмосфера, глубинный подток и биохимические реакции, протекающие в воде и донных илах.

Твердые частицы в рассматриваемом типе озер обычно присутствуют в небольшом количестве. Содержание их растет в прибрежной зоне, подверженной волнениям, и в участках впадения рек.

Особенности состава соленых (морских) вод рассматриваются в главе IV. Воды с повышенной соленостью связаны или с областями дефицита влажности (аридного климата), или с районами распространения вулканических и подземных вод. Выделяются три типа вод с повышенной соленостью: 1) карбонатный (содовый), 2) сульфатный и 3) хлоридный [43]. Для карбонатного типа характерно преобладание ионов CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , $\text{Na}^+(\text{K}^+)$, а также Ca^{2+} и Mg^{2+} в пределах растворимости их карбонатных соединений. Воды этого типа известны в разных климатических зонах: озера Кулунды и Челябинской области (СССР), в дельте Нила, оз. Сирле (Калифорния, США), оз. Ван (Турция) и др.

В водах сульфатного типа содержатся ионы типа SO_4^{2-} , Cl^- , $\text{Na}^+(\text{K}^+)$,

Mg⁺. Количество бикарбонат- и карбонат-ионов определяется пределами растворимости солей Са и Mg, а содержание кальция — карбоната, бикарбоната и сульфата. Примерами водоемов с сульфатным типом вод являются в СССР озера Сакское, Тениз-Нурикское, Кара-Богаз-Гол, Сиваш, а в США — Большое Соленое.

Хлоридный тип континентальных вод распространен в озерах Баскунчак, Доссор, Кзыл-Яр и др. Здесь преобладают ионы хлора, натрия, магния и кальция. Бикарбонат-, карбонат- и сульфат-ионы присутствуют в пределах растворимости кальциевых солей.

Известны два пути формирования вод с повышенной соленостью. Для первого характерен ряд от карбонатного типа к хлоридному по мере уменьшения влажности [43]. Другим путем является привнос в водоем растворов термальными водами. В этом случае возможно образование придонного слоя с водами повышенной солености, как это, например, наблюдается в оз. Киву (Африка), где на дне пресного озера накапливаются такие эвапоритовые минералы, как галит, ангидрит и др. [463].

Своеобразной средой переноса и седиментации является лед. С. В. Калесник [161] предлагает различать три группы льдов: гидрогенную, осадочную и метаморфическую. Гидрогенная группа объединяет льды водоемов, существование которых связано с зимними сезонами. Влияние гидрогенных льдов сказывается на характере водного стока, в какой-то мере на эрозионной деятельности. Кроме того, ледяной покров нарушает газовый обмен между водной средой и атмосферой.

К осадочному типу отнесен снежный покров, представляющий собой смесь льда и воздуха с тем или иным количеством воды, органических и неорганических частиц [161]. Плотность сухого свежего снега составляет 0,01—0,1 г/см³, а у мокрого она растет до 0,2 г/см³. Дальнейший рост плотности связан с перекристаллизацией (метаморфизмом). Первая стадия изменения представлена фирном (плотность 0,49—0,8 г/см³), вторая — льдом (плотность 0,86—0,922 г/см³). Лед содержит разнообразные примеси: твердые, жидкие, газообразные. Среди твердых частиц преобладают обломки минералов и пород. Их распределение в толще льда неравномерное. Выделяется несколько типов скоплений обломочного материала, именуемых моренами: боковые, донные, внутренние, срединные и др. Максимальные количества обломков содержатся в донной части ледников [161]. Часть твердых частиц может быть представлена кристалликами сульфатов и хлоридов, причем их количество достигает 1—5 мг/кг льда.

В отдельную группу выделяются частицы органического происхождения, среди которых преобладают пыльца и споры.

Жидкая фаза составляет 1—3% льда. Ее содержание зависит от притока тепла, количества солей и т. д. Газовые включения представляют собой пузырьки воздуха, захваченные снежинками, отражая в своем составе газы атмосферы. В случае, если лед испытывал периодическое таяние, то ледовые включения могут терять кислород и углекислый газ, лучше растворимые в воде, чем азот.

По типу залегания крупные скопления льда разделяются на горные, материковые и шельфовые, причем последние представляют собой ледниковый покров, находящийся на плаву в прибрежной части моря, но вну-

Т а б л и ц а 20

Высота снеговой линии на разных широтах [161]

Область	Широта, град	Высота снеговой линии (над уровнем моря), м	Область	Широта, град	Высота снеговой линии (над уровнем моря), м
Земля Франца-Иосифа	82	50—100	Кавказ	40—44	2700—3800
	80	460		Гималаи	27—34
Шпицберген	64—67	600—1300	Африка	0—3	4400—5200
Исландия	42—43	2600—2900	Аргентина	29	6400
Пиреней	46—47	2700—2900	Антарктида	—	0

тренним краем еще соединенный с материковым льдом. Распространение ледников разного типа на суше определяется климатическим фактором и особенностями рельефа (табл. 20).

Масштабы современного оледенения Земли значительны. Льдом и вечным снегом покрыты около 15,5 млн. км², что составляет 10% поверхности суши [213]. Более древние эпохи оледенений выделены различными авторами для позднего рифея, венда, ордовика, пермо-карбона и антропогена по распространению тиллитов и валунных суглинков, несущих следы ледникового генезиса. Эти следы наиболее достоверны. Для других геологических периодов известны глинисто-сланцевые породы с валунами, но ледниковое происхождение этих образований вызывает сомнение.

ЗОНАЛЬНЫЕ СРЕДЫ

Зональные среды (см. гл. I) были подразделены на ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические группы. В основу характеристики их параметров положены физико-географические и физико-химические условия, наблюдаемые в современной атмосфере, гидросфере и биосфере. Изменения этих параметров во времени определяли развитие процесса осадконакопления. Ниже рассмотрены параметры состояния современных типов зональных сред, для которых приведены характерные автохтонные и аллохтонные продукты. Кроме того, сделана попытка реконструкции зональных сред прошлого, основанная на анализе параметров современных зональных сред, но с учетом их изменения под влиянием развития планетарных и провинциальных сред.

Современные ландшафтно-климатические зоны

Основные параметры состояния континентальных ландшафтно-климатических зон — температурный режим, количество атмосферных осадков и их распределение в течение года, гидрохимия водоемов, характер растительности на суше и в водной среде. Автохтонными продуктами таких зон являются новообразования в почвах, а также осадки мелких водотоков, озер и болот, располагающихся в пределах той или иной ландшафтно-климатической зоны.

Обширная литература обобщает сведения по физико-географическим условиям различных участков суши, географии и составу почв, минералогии и петрографии речных, озерных и болотных осадков. В основу обобщенной характеристики параметров ландшафтно-климатических зон и автохтонных продуктов положены данные сводных работ Г. Вальтера [42], М. А. Глазвской [75], Б. П. Градусова [87, 88], В. В. Добровольского [103, 104], Ф. Дюшофура [114], Ю. П. Казанского [150], Н. Я. Каца [169], В. А. Ковды [178], А. В. Македонова [220], В. П. Синицына [300], А. Г. Черняховского [368], А. Г. Черняховского, Б. П. Градусова и Н. П. Чижиковой [370], Л. Е. Штеренберга [391] и др.

По перечисленным признакам в пределах современной суши выделены 11 ландшафтно-климатических зон (табл. 21).

Пустыннополярная зона распространена в Арктике и Антарктике, в области полярных льдов. Воды мелких водотоков и озер здесь обычно слабо минерализованы. Автохтонная седиментация, однако, имеет место только на участках, не занятых льдами. Параметры зоны следующие: среднегодовая температура отрицательная, количество годовых осадков не превышает 100—300 мм, причем они, как правило, выпадают в виде снега, растительность скудная — лишайники, литофильные мхи, зеленые и синезеленые водоросли. В этих условиях формируется почвенный покров небольшой мощности, состоящий из дресвяных и пылевато-щебеночных продуктов, содержащих налеты и выцветы карбонатов, сульфатов, хлоридов и нитратов. На скальных породах, кроме того, образуется железистая или железисто-марганцовистая корка пустынного загара, в пределах

Схема классификации континентальных ландшафтно-климатических зон по температурному режиму и балансу влажности

Температурный режим	Баланс влажности			
	влажный	переменновлажный	засушливый	сухой
Тропический	Зона			
	Влажнотропическая (тропических лесов)	Переменновлажнотропическая (тропического редколесья) и саванна	?	Пустыннотропическая
Субтропический	Влажносубтропическая (субтропических лесов)	Переменновлажнотропическая (субтропического редколесья)	?	?
Умеренный	Влажноумеренная (лесов умеренного климата)	?	Степная	Пустынноумеренная
Полярный	Тундровая			Пустыннополярная

которой разрушаются хлорит, биотит, роговая обманка, происходит пелитизация полевых шпатов. Освобождающиеся при выветривании соединения образуют скопления гидроокислов железа и коллоидальных глиноподобных минералов, которые выполняют трещины в коренных породах. Здесь же развиты корочки и натёки карбоната кальция, выцветы гипса, тенардита и галита. Содержание этих продуктов увеличивается при удалении от берега моря по мере нарастания сухости климата. Часть растворенных продуктов вместе с тальми водами поступает в понижения рельефа, формируя озера, поверхность которых составляет десятки квадратных километров, а глубины — десятки метров. Тождественность растворенных в озерной воде компонентов и их аналогов в коренных породах доказывает близость в тех и других отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ [572].

В условиях полярного аридного климата в озерах формируются рассолы, из которых осаждаются пренит, ломонтит, кальцит, доломит, гипс, тенардит, эпсомит и галит. Характерно, что скопления гипса тяготеют к береговой линии озер, тогда как галит осаждается в более удаленных от берега участках [593].

Вероятно, в особый тип автохтонного минералообразования полярно-пустынной зоны следует выделить карбонатообразование в областях формирования моренных осадков, известное на Аляске и в других районах. Для плейстоценовых морен оно описано в Альпах, Скандинавии, Гренландии, Канаде, на Русской платформе [205]. Кальцит образует корки и стяжения вокруг обломочного материала, местами формирует конкреции, иногда сливающиеся в плиты и пластообразные тела. Возникновение этих образований связывается с выделением карбоната кальция из режеляционной воды в момент периодического ее замерзания после спада напряжения во льду.

Тундровая зона, включающая собственно тундры и лесотундры, располагается в Северном полушарии, где она занимает широкую полосу, проходящую в наиболее высоких широтах Европы, Азии и Северной Америки. Зона характеризуется среднегодовыми отрицательными температурами, коротким летом, распространением вечной мерзлоты. Среднегодовое количество осадков составляет 100—500 мм. Растительный покров тундры представлен мхами, лишайниками, мелкими кустарниками. Большую

площадь занимают заболоченные участки. Древесная растительность обычно располагается в долинах рек и вдоль озерных водоемов. К югу в лесотундре роль древесной растительности увеличивается.

Почвенный горизонт, связанный с вечной мерзлотой, в короткий летний период оттаивает на небольшую глубину, в связи с чем процессы выветривания проявляются очень слабо. При разрушении сцементированных пород образуется маломощный горизонт щебеночно-глибового состава, породы слабосцементированные, наблюдаются криогенно-мерзлотные деформации. Первичный субстрат изменяется путем растворения солей, сульфатов, карбонатов, образования небольшого количества трансформированных слюды- и хлорит-вермикулитов, а также синтетических продуктов — аморфных соединений железа и алюминия (?). Почвы часто обогащены грубым гумусом, в них наблюдается бескарбонатное оглеение. Характерными автохтонными осадками озер и заболоченных участков равнинных областей являются сапропелево-торфянистые илы и торфянистые сапропели, содержащие марганцево-железистые стяжения, местами вивианит. В районах с гористым рельефом накопление органического вещества в озерах замедлено. Место сапропелей занимают кремнистые илы, в том числе диатомовые.

Для влажноумеренной зоны, занимающей значительные пространства в Северном полушарии, а также в Южной Америке, характерно значительное разнообразие параметров среды седиментации. В частности, январские температуры колеблются от -20 — -35°C в таежных районах Сибири, где широко распространена вечная мерзлота, до -4 — -15°C в областях развития широколиственных лесов Европы и Северной Америки. Существенно отличается в этих районах и продолжительность времен года. Количество атмосферных осадков составляет от 500—800 мм в год в тайге Азии до 1200 мм в лесах Северной Америки. Наличие зимнего периода обуславливает периодичность промывания почвенного слоя.

Растительный покров этой зоны представлен хвойными, широколиственными и смешанными лесами с кустарниковым и травяным подлеском. Значительные пространства, особенно в Сибири, заболочены, причем болота занимают как водоразделы, так и значительные участки речных долин. Для рассматриваемой зоны характерно большое разнообразие почв: подзолы, буро- и сероземы, луговые и т. д. Мощности почв не превышают первых метров. Обычно в продуктах выветривания наблюдается растворение сульфатов, карбонатов, ряда силикатов. Однако в областях развития вечной мерзлоты, а также в районах, тяготеющих к степной зоне, известны участки солончаков, нередко содового типа. Трансформированные глинистые продукты представлены смешанослойными минералами типа слюды-монтмориллонита, слюды-вермикулита, хлорит-монтмориллонита и монтмориллонита. Новообразованные компоненты представлены стяжениями и конкрециями гидроокислов железа, марганца, кремния, реже алюминия и кальцита (люблинита). В продуктах разрушения средних и основных магматических пород и туфов отмечаются, кроме того, аллофан, галлуазит и метагаллуазит, а также органоминеральные соединения Mg, Ti, Al и Fe [589]. При выветривании карбонатных пород формируются вторичные кальцит и доломит. Нередко образуется доломитовая сыпучка. В почвах, обогащенных гумусом, известны стяжения сидерита, сульфидов, родохрозита.

При изучении почвенных продуктов, однако, не следует упускать из виду, что часть минералов может оказаться ни реликтовыми, ни новообразованными. Они могут поступать эоловым путем. Наиболее ярко это проявляется в малозалесенных и пустынных районах, но в какой-то мере фиксируется и в лесных почвах. Особенно такая примесь заметна в почвах бескварцевых пород в том случае, когда среди эолового материала имеется обломочный кварц [375].

Реки и речки, протекающие в зоне влажноумеренного типа, слабоминерализованы, имеют гидрокарбонатный тип вод, содержат заметные количества растворенных органических и минерально-органических сое-

динений. Характер автохтонного минералообразования определяется его местом в фаціальном профиле речной долины, а также составом пород, слагающих бассейн реки. Для русловых осадков отмечаются пленки и стяжения гидроокислов железа. Конкреции карбонатного состава здесь редки и появляются обычно в области перехода лесов в степи или при вымывании карбонатов из коренных пород. Автохтонный материал в пойменных и старичных осадках более разнообразен: гумусовое вещество, торф, железоорганические соединения, вивианит, местами конкреции и стяжения карбонатов (сидерит, кальцит и др.), а также диагенетические сульфиды железа. Среди осадков стариц распространены линзы пресноводных известняков и мергелей, формирование которых связано с растворением карбонатов кальция из пород, обычно четвертичных, слагающих борта речных долин.

Во влажноумеренной зоне распространены многочисленные озера, такие как Байкал, Великие озера Северной Америки, Ладожское, Онежское и др. Во всех озерах, за исключением тех, в питании которых участвуют термальные и вулканические источники, воды относятся к слабоминерализованному, гидрокарбонатному типу. Существенную роль в водах озер рассматриваемой зоны играют органические соединения, в том числе содержащие фосфор и железо. Растительность озер характеризуется широким развитием в прибрежных участках осок, тростников, водорослей, а по всей акватории расселены фито- и зоопланктон.

Наиболее распространенными продуктами автохтонной седиментации в озерах являются торфяно- и железогумусовые накопления [8], а также сапропелево-водорослевые илы. В озерах с замедленными темпами терригенной седиментации отмечается накопление аморфных кремнистых и диатомовых илов [40, 62, 126 и др.], а также железных окисных руд, иногда достигающих промышленных масштабов [321]. Железные руды обычно располагаются в мелководных частях бассейна, образуя скопления бобовин и оолитов. В их распределении наблюдается влияние волновых движений. В озерах Карелии, например, более крупные ооиды, обогащенные марганцем, накапливаются ближе к береговой линии, тогда как мелкие, но обогащенные железом стяжения, располагаются в глубоководной части литорали [388]. Мелководные условия залегания железомарганцевых конкреций (глубины 2—12 м) установлены в озерах Шибандован [641]. Детальное изучение этих образований позволило установить в их составе присутствие карбонатов железа, содержащих кальций, магний и марганец. В железистых и глинистых озерных илах встречаются примазки вивианита, а в областях перехода в степной зоне — карбонаты кальция, иногда с высоким содержанием магния [237].

Следует заметить, что карбонатные продукты — довольно частые осадки небольших озер зоны лесов умеренного климата, особенно в долинах рек. Образование карбонатов кальция определяется рядом физико-химических показателей: карбонатной щелочностью, строением карбонатной системы, количеством органического вещества, строением дна озера и отношением Mg/Ca в растворе. Величина карбонатной щелочности определяется характером питания озер. Бикарбонат-ион обычно поступает с поверхностными или грунтовыми водами, выщелачиваясь из пород, слагающих доголоценовые отложения. Часто ими являются четвертичные ледниковые или лессовидные отложения, содержащие карбонаты в виде рассеянного материала или конкреций и стяжений. На структуру карбонатной системы влияет температура и величина pH. Повышение концентрации водородных ионов обычно имеет место при потере водой растворенной CO_2 за счет ассимиляции растениями или при низком содержании органического вещества в озерной воде. Повышение температуры снижает растворимость карбонатов. Обычно карбонаты кальция осаждаются химическим путем в летний период в мелководной наиболее прогреваемой части озер. Отношение Mg/Ca в растворе и осадке влияет на содержание магния в формирующихся карбонатах [237]. В ряде озер Европы высокомагне-

зиальные кальциты зафиксированы при отношениях Mg/Ca в воде озер в пределах 2—15.

Характерными автохтонными образованиями влажноумеренной зоны являются торфяники. Они формируются на низких террасах, где представлены осоково-тростниковым типом, а также на водоразделах и высоких террасах (сфагновый тип). Мощность торфяников достигает 5—10 м и более. Зольность торфа зависит от условий их формирования. Она выше для низовых болот, которые заливается паводковыми водами и материалом со склонов более высоких террас и водоразделов [198 и др.]. В торфяниках низинного типа распространены вивианиты, керчениты, фосфатизированные железистые охры, их Mn-разности, кальцит, сидерит и сульфиды железа. Крупные скопления образуют железистые фосфаты и сидерит [40]. Физико-химические условия образования железистых фосфатов и сидерита рассмотрели В. А. Ковалев и А. Л. Жуховицкая [177]. Они показали, что аморфные разности этих минералов образуются в восстановительных болотных условиях при pH 5,5—7 с участием активных форм закисного железа, карбонатных ионов и гидроксидов в присутствии фосфора. На составленных диаграммах равновесия в системе $FeO-P_2O_5-H_2O$ при разных значениях $[HCO_3^-]$ видны довольно широкие области устойчивости фосфата и сидерита в зависимости от pH. Источниками фосфора в пресноводных торфяниках являются костные остатки или фосфаты из подстилающих пород. Изотопный анализ углерода выявляет низкое содержание δC^{13} (—18%), что может свидетельствовать о его органическом происхождении [616].

В последнее время в озерных осадках Прибалтики и Карелии удалось доказать генетическую связь между обломочными глинистыми минералами и ландшафтно-климатическими условиями [481]. Так, в условиях интенсивно эродируемых водоразделов культурных ландшафтов в озерных осадках накапливаются полиминеральные ассоциации. В озерных илах водоемов с заболоченными водоразделами обнаружен каолинит.

Степная зона характеризуется семиаридным климатом (300—400 мм атмосферных осадков в год), довольно большими вариациями январских — июльских температур: от $-20^{\circ}C$ в степях Евразии до $+6$ — $+10^{\circ}C$ в пампе Южной Америки. Выделяется зимний период с отрицательными температурами и снежным покровом. Растительный покров рассматриваемой зоны отличается преобладанием трав. Древесная растительность располагается отдельными группами. Ее больше в районах, примыкающих к влажноумеренной зоне, и вдоль долин крупных рек. В зоне степей распространены черноземы, черноземовидные коричневые, каштановые, содовосульфатные луговые, черные луговые карбонатные почвы и солонцы. Мощность почвенных покровов не превышает нескольких метров. При выветривании наблюдается разрушение минералов низкой степени устойчивости — карбонатов, вулканического стекла, амфиболов, пироксенов, средних и основных плагиоклазов. Отмечаются сильные деградированные образования с формированием слюды-сметитов (вермикулитов), хлорит-сметитов (вермикулитов), сметитов, гидротизированного серпентина (?). В продуктах выветривания кислых магматических и метаморфических, а также обломочных пород со слоистыми силикатами и темноцветами (амфиболы и пироксены) распространены синтетические диоктаэдрические сметиты, стяжения и конкреции гидроокислов железа, марганца, кальцита (люблинита), реже аморфные соединения алюминия и кремния. В речных долинах с перидических эпохами осушения в пределах степной зоны наблюдается обызвесткование осушаемых осадков, главным образом более пористых (галечники, гравий и др.). В пределах почвенного покрова на пойме обызвесткование проявляется в виде корок и пленок карбонатного материала (люблинита).

Степная зона характеризуется распространением систем мелких озер, занимающих блюдцеобразные понижения рельефа. По составу вод они относятся к карбонатному, часто натриевому типу [15]. Водно-солевое питание озер осуществляется главным образом за счет атмосферных осад-

ков и вод поверхностного стока. Преобладание испарения с поверхности озер над количеством поступающей воды может приводить в засушливые периоды к полному исчезновению воды в озерах.

Автохтонные осадки в карбонатных (содовых) озерах степной зоны — карбонаты кальция, натрия, магния, сульфаты кальция [461 и др.]. Их осаждение не является одноактным процессом. Обычно наблюдается несколько вариантов в распределении автохтонных минералов в донных осадках. Ю. П. Никольская и Т. И. Гордеева [249] сделали попытку увязать гидрохимию вод карбонатных и карбонатно-сульфатных озер степной зоны с составом карбонатных осадков на примере озер Кулунды (Западная Сибирь). Они экспериментально воспроизвели процесс осаждения магнезиальных и кальциевых карбонатов из гидрокарбонат-сульфатных растворов и показали, что протодоломитовый и магнезиальный осадки могут быть получены при довольно высоких температурах (до 50°C) и при отношении кальция к магнию в пределах 0,5—2.

Озера сульфатно-хлоридного типа, не столь широко распространенные в степной зоне, являются обычно бассейнами, преобразованными из содовых водоемов при увеличении общей солености. В этих условиях растворы имеют пониженную карбонатную щелочность за счет осаждения карбонатов кальция, магния и натрия. Среди автохтонных карбонатных продуктов в осадках озер этого типа преобладают магнезиальные карбонаты и арагонит. Кроме карбонатов кальция и магния, в обстановке политермических процессов в осадках озер наблюдаются скопления мирабилита, природной соды, вегштейдерита, гипса и галита [15, 312].

Зона саванн, распространенная в Африке, Северной и Южной Америке, Австралии и на юге Азии (Индостан и др.), является одной из самых своеобразных ландшафтно-климатических областей современной суши. Высокие температуры (среднегодовая — +24°C), среднегодовые атмосферные осадки (700—1000 мм), основное количество которых приходится на летние периоды, засушливые зимние сезоны (3—5 месяцев), а также ксерофитная растительность (травы, тропическое редколесье, кустарники и колючки, леса с листвой, опадающей в засушливые периоды) обуславливают формирование красно-коричневых ферроземов с преобладанием гидрослюда и монтмориллонита (рис. 4) [75 и др.]. Каолинит, составляющий иногда до 20—30%, как правило, унаследован из более древних элювиальных образований феррисиллитно-аллитного типа. Характерными продуктами являются окислы и гидроокислы железа (гематит, гидрогематит), распространенные по всему почвенному профилю, несколько обогащая горизонт В. Обычно содержание Fe_2O_3 невелико (2—5%), но железистые минералы обладают тонкодисперсностью, обволакивая тонкой пленкой как обломочные зерна, так и глинистые частицы. Местами в горизонтах А и В соединения железа образуют стяжения и конкреции. Здесь же отмечают-

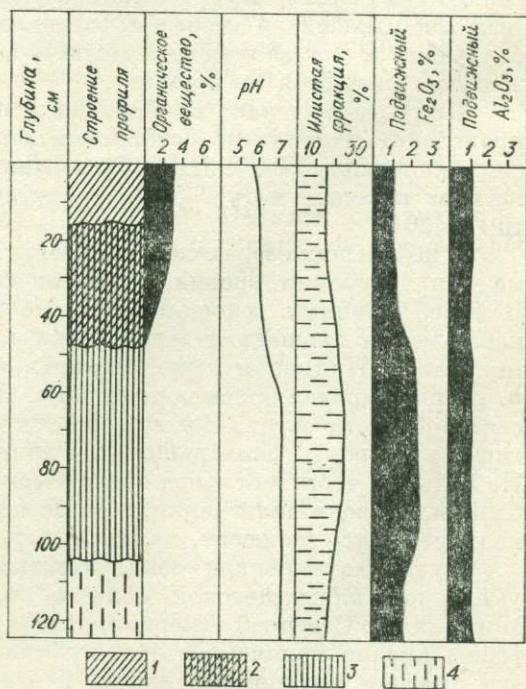


Рис. 4. Профиль ферризема [75, с сокращениями].

1—4 — горизонты: 1 — гумусовый, гуматно-фульватный, 2 — переходный, гумусово-метаморфический, 3 — иллювиально-метаморфический, 4 — феррисиллитный или феррисиллитно-карбонатный.

ся стяжения марганца. В участках, примыкающих к влажнотропическим и сезонновлажнотропическим, в продуктах делювиального смыва почв и эолового развевания накапливаются обломки железистых панцирей. К числу новообразований относятся широко распространенные в горизонтах *A* и *B* почв опаловидные стяжения кремнезема в виде фитолитов. Известны случаи образования в почвах на гранитах бёмита и гиббсита, что объясняется комплексированием алюминия с фульвокислотами. Участие в этом процессе кремния ведет к образованию каолинита [495]. В почвенных профилях сухих саванн наблюдается обогащение карбонатами и кремнистым материалом иллювиального горизонта *B*, а при неглубоком залегании грунтовых вод, например в Калахари, формируются осветленные карбонатные горизонты. В связи с тем, что образование карбонатных конкреций и корок представляет большой интерес при палеопедологических реконструкциях, рассмотрим их строение и состав подробнее не только в пределах саванн, но и других засушливых областей.

Форма, мощность и распределение этих образований зависят от ряда причин, в том числе и от количества атмосферных осадков, структуры и состава коренных пород, рельефа района почвообразования. Примером, характеризующим роль количества атмосферных осадков, может служить материал по трем испанским провинциям — Каталонии, Валенсии и Мурсии (сухие субтропики). В центральных районах, где осадки составляют 200—300 мм в год, известковые корки встречаются широко, достигают значительной мощности, тогда как ближе к побережью Средиземного моря (осадков 400—900 мм в год) они отмечаются реже, имеют меньшую мощность и плотность [473]. Кроме того, эти образования предпочтительней развиваются по рыхлым, часто грубообломочным осадкам. В галечниках они образуют инкрустации, цементируя их в плотные плиты и блоки. С карбонатами ассоциируются гидроокислы железа и аттапульгит [570]. Одним из основных условий формирования почвенных карбонатов является хороший дренаж, который может осуществляться как на пологих (плотные плиты), так и на крупных склонах, где чаще образуются крупнокристаллические, инкрустационные формы [493 и др.]. Глинистость почв задерживает рост кристаллов карбоната кальция, тогда как присутствие органического вещества способствует образованию равномерно-зернистых структур [447]. При разрушении средних и основных магматических, пирокластических и метаморфических пород образуются путем синтеза освободившихся аморфных соединений алюминия и кремния аллофан, галлуазит и метагаллуазит, местами возникают стяжения гидроокислов железа, алюминия и кремния.

При растворении карбонатных пород формируется микрокарст, происходит накопление остаточных терригенных, кремнистых и глинистых минералов [447]. Новообразованные минералы в почвах по карбонатным породам могут быть представлены хлоритом и вермикулитом [426].

В небольших озерах саванной зоны в условиях изотермического режима при колебании уровня бассейнов формируются трона и галит [15]. В более крупных водоемах, питание которых осуществляется реками, наблюдается площадная зональность в процессе химического осаждения минералов. Примером может служить оз. Чад (Африка). В него впадают р. Шарк и другие более мелкие реки. Примерно 7,5% вод фильтруется в северной части озера. Воды озера относятся к бикарбонатно-натриевому типу, а у фронта фильтрации — к бикарбонатно-карбонатно-натриевому. На большей части дна озера образуются химические и биохимические карбонаты, а в зоне фильтрации, в области распространения песчаных дюн — кальцит, гипс, гейлюсит, нахколит, трона, галит и магадит [566].

Пустынноумеренная зона, охватывающая пустыни и полупустыни умеренной климатической области, распространена в Средней Азии, Монголии и Северной Америке. Для всей рассматриваемой зоны характерны низкие количества годовых атмосферных осадков (100—400 мм), что отвечает аридному климату, и непромывной тип увлажнения. Тем-

пературный режим зависит от географического положения, повсюду отличается значительными суточными и сезонными колебаниями с отрицательными температурами в зимний период.

Растительность в зоне пустынь и полупустынь ксерофитного типа не образует сплошного покрова, причем количество лишенных растительного покрова участков увеличивается по мере уменьшения влажности. Характерными представителями флоры в этих районах являются травянистые, ксерофитные растения. Кустарники и деревья редки и обычно тяготеют к речным долинам. В этих ландшафтно-климатических условиях почвенные процессы проявляются слабо, главным образом в виде дезинтеграции и растворения. Мощность почвенного покрова мала (менее 1 м). Почвы представлены сероземами на карбонатных породах, красноземными карбонатными, сероземо-такыровыми, гипсовыми, известковисто-кремнисто-железистыми, солончатыми типами, солончаками.

Минеральный состав в основном наследует минералогию материнских пород. Так, в почвах пустынь Азии преобладают триоктаэдрический хлорит и гидрослюда. С почвами связаны новообразования типа корок, желваков и т. д. По составу среди них различаются карбонатные, карбонатно-гипсовые и солевые. Известковые корки и панцири пустынь по составу близки подобным образованиям степей. Известково-гипсовые образования, замещающие корни растений, известны в Кызылкумах [12]. Соляные новообразования связаны с солончаками и засоленными почвами [104]. Галит ассоциируется в них с содой, мирабилитом, тенардитом, местами гидротроилитом, ангидритом и магнезитом. И. В. Рубанов [284] различает два типа соляных корок в пустынях Средней Азии: почвенный и поровый. Почвенные горизонты образуются в результате капиллярного подъема грунтовых вод. Вблизи поверхности осадка формируются наиболее растворимые соли: сульфаты и хлориды натрия, кальция и магния, образующие напочвенные солончаки коркового и «пухлого» типа. Гипс и кальций-магниевые карбонаты накапливаются на глубинах 0,2—2 м за счет внутрипочвенного испарения. Поровые осадки образуются в пониженных участках рельефа. В периоды паводков понижения (шоры) заполняются водой, превращаясь в озера с минерализованной водой. В сухой период на дне шора формируются черные илы с органикой и гипсом, перекрывающиеся коркой солей и гипса. В краевых частях крупных шоров возникают пласты чистых гипсов мощностью до 5—20 см.

Небольшие реки в зоне пустынь и полупустынь умеренного климата характеризуются непостоянным дебитом, зависящим от периодичности выпадения дождей или таяния ледников. Их русла во время сухих периодов могут быть безводными. Автохтонный карбонатный материал в виде корок, а иногда пластообразных тел, развивается по пористому обломочному материалу, слагающему русло. Кроме того, сульфатно-соляные осадки накапливаются в мелких водоемах так называемой «застойной фации» [268, 377]. В межгорных впадинах Кызылкумов [365] эти продукты представлены хлоридами натрия, сульфата магния и кальция, а также карбонатами кальция, в меньшей степени магния и натрия.

Озера являются характерным элементом пустынных ландшафтов умеренного климата. Их питание и уровень воды зависят от периодически выпадающих дождей или притока ледниковых вод, реже наблюдается подток грунтовых вод, иногда засоленных. Периодичность обводнения и аридный климат создают неустойчивый водный и солевой режим водоемов. Нередко в засушливые периоды вода в озерах полностью испаряется. В этих условиях возрастает роль грунтовых вод как источников питания, что может приводить к изменению состава строения озерных химических осадков [91].

По составу вод в полупустынях и пустынях умеренной зоны преобладают сульфатные и хлоридные озера. Характер химического осадконакопления в озерах сульфатного типа определяется температурным режимом. В областях умеренного климата он политермический и отличается тем, что в периоды низких температур осенью и в условиях зимнего вымо-

раживания понижается растворимость сульфата натрия, что ведет к осаждению его в виде мирабилита, а это изменяет солевой состав рассола в поле обогащения хлоридом натрия. Если сульфатные осадки в весенний период не растворяются вновь, то постепенно раствор может потерять значительную часть сульфат-иона, перейдя в хлоридный тип, приобретая черты «ложного морского облика», однако он в отличие от морских вод обеднен бромом [125]. Примером такого бассейна может служить оз. Давсан-Нур, находящееся в Цайдамской впадине (Центральная Азия). По данным Н. П. Петрова [263], оно занимает площадь 330 км² со средней глубиной 1,2 м. Берега и дно озера сложены каменной солью, являющейся осадком более древнего крупного соляного бассейна, следы которого сохранились в виде солончака с мощностью солевой корки до 0,3 м. В ней встречаются кристаллы гипса. Рапа озера во время ветровых волнений подмывает берега, формируя валы и пляжи из обломочной соли.

Пустыннотропическая зона объединяет пустыни и полупустыни тропических и субтропических областей, распространенных на Аравийском полуострове, в Сахаре, на юге Африки, в Большом бассейне, на Мексиканском нагорье и юге Калифорнии в Северной Америке, Южно-Американской и Пуно-Атакамской областях Южной Америки, в Центральной Австралии и т. д. Для них характерны положительные значения температур в зимний период, количество атмосферных осадков не более 300 мм, резко отрицательный (в 5—6 раз) баланс влажности, разреженная ксерофитовая растительность. Почвенный покров представлен сероземами, красноземами на карбонатных породах, щебенчато-древянными, пылеватыми образованиями. С ними часто связаны участки окремнения, карбонатизации, заглипсования [550, 668 и др.], а в горных пустынях Пуно-Атакамской области вместе с корками сульфатов и хлоридов встречены скопления нитратов натрия [75, 548 и др.]. В отличие от почв зоны саванн в почвенных горизонтах полупустынь и пустынь тропической области отсутствуют автохтонные красноцветные образования. Отмеченные розовые, красноватые тона золотых песков некоторых пустынь унаследованы. Состав глинистых минералов также отражает их композицию в коренных породах. Так, Южно-Африканской области свойственны триоктаэдрический хлорит и гидрослюда, а пустыням Австралии и Северной Америки — палыгорскит и каолинит, причем последний может присутствовать в виде агрегатов — сферолитов, заимствованных из более древних продуктов выветривания [539].

Новообразованные синтетические глинистые продукты в почвах пустынь тропической зоны отмечаются редко. Обычно они представлены палыгорскитом (496, 585 и др.). Для этой зоны достаточно хорошо изучен механизм образования карбонатных корок, которые нередко имеют на первых стадиях форму мелких кальцитовых жил, сливающихся в корки и плиты [586].

Озера пустыннотропической зоны относятся к сульфатно-хлоридному и хлоридному типу с изотермическим режимом. Примером одного из крупных бассейнов такого типа является оз. Норт-Эйр в Южной Австралии, имеющее размеры 145 × 65 км [472]. Весной в него поступают воды из Северной территории и Западного Квинсленда, которые летом полностью испаряются. На дне образуется корка соли мощностью до 29 см.

В некоторых озерах (например, в Большом Соленом) известны ооиды арагонита и магнезиального кальцита с радиальной ориентировкой кристаллов, несущие следы раскалывания, которые предлагается рассматривать как индикаторы аномальной солености озерных вод [511]. Мертвое море (Ближний Восток) — пример озера, имеющего питание за счет речных вод и соляных источников (табл. 22). Воды основного поставщика речной воды (р. Иордан) вносят в озеро почти все количество сульфат- и карбонат-ионов. Соляные источники, располагающиеся по берегам Мертвого моря, приносят в водоем ионы калия, кальция, магния и хлора. Натрий доставляется как источниками, так и рекой. В условиях аридного климата происходит засоление вод озера, в котором общая сумма солей

Количество солей, принесенных в Мертвое озеро соляными источниками и р. Иордан в течение 12 000 лет, 10^6 т [430]

Ионы	Соляные источники	р. Иордан	Общее кол-во	Мертвое море		
				присутствующие (вычисленные)	присутствующие (наблюдаемые)	осажденные
Na ⁺	2 955,9	3 676,0	6 631,9	4 996,4	4 996,4	1 635,5
K ⁺	1 905,1	215,4	2 120,5	2 120,5	1 081,1	—
Ca ²⁺	4 936,3	1 160,5	5 996,8	2 319,9	2 259,9	3 276,9
Mg ²⁺	4 964,0	1 036,1	6 000,1	6 000,1	6 000,3	—
Cl ⁻	29 503,7	6 868,9	36 372,7	33 851,2	29 746,9	2 521,5
Br ⁻	390,7	62,9	453,6	453,6	846,6	—
SO ₄ ²⁻	12,7	2 531,2	2 543,9	77,2	77,2	2 466,7
HCO ₃ ⁻	15,1	3 451,1	3 466,2	43,2	43,2	3 423,0
С у м м а	44 183,6	19 002,1	63 185,7	49 862,1	45 052,1	13 323,6

составляет 31,5%. Химические осадки его представлены карбонатами кальция (15,3%), сульфатами кальция (38,7%) и галита (46,0%) для южной части Мертвого моря [430]. В результате наблюдения в прибрежных участках Мертвого моря выявлены некоторые особенности в распределении автохтонных продуктов. Так, в его южной части, отгороженной дамбой, распространены илы, обогащенные солью, корки из кристаллического галита и оолиты того же состава. Корки соли формируются в штилевые периоды, а оолиты и знаки ряби фиксируют периоды волнений в прибрежной полосе озера [669]. Мертвое море, кроме того, является моделью глубоководного отложения соли в континентальных условиях [602]. В мелководной южной части этого озера в результате испарения формируются концентрированные соляные растворы, которые стекают в глубоководную северную часть, накапливаясь и разгружаясь в придонной части, где имеют концентрацию 332 г/л и постоянную температуру +21,7°C. В верхних слоях вод северной части озера наблюдаются процессы, связанные с сезонными явлениями. В летний период здесь образуется термоклин, а зимой при охлаждении и волнениях температура между верхними и нижними слоями озерной воды выравнивается. Воды верхнего слоя, в этой части озера имеющие более низкую плотность и соленость (1,20 г/см³ и 290 г/л), вытекают в южную половину.

Субтропическая и переменновлажносубтропическая зоны (средиземноморский тип) распространены широкой полосой от Испании до Греции, а также в Северной Америке и Южной Австралии, характеризуются низкой влажностью (500—700 мм в год), сухим летом протяженностью 3—5 месяцев, ксерофитным жестколистным редколесьем, среднегодовыми температурами +20°C, температурами самого холодного месяца +8—+10°C, развитием ферритовых почв с участием каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, гематита, гетита, иногда бемита, формированием каличе и карбонатных озерных осадков.

Во влажной субтропической зоне, охватывающей Центральный Китай, Японию, юго-восточные штаты США и Юго-Восточную Австралию, годовая влажность 1200—2000 мм, среднегодовая температура около +16°C, а температура наиболее холодного месяца около +4°C. В этой зоне широко развита растительность, а почвы красноземного и желтоземного типов богаты гумусом (1,5—6%). Почвы обогащены окислами и гидроокислами железа, а также каолинитом. В отличие от сухих субтропиков в почвах мало глинозема, который представлен гиббситом. Водные осадки содержат переотложенный материал из почв. Они бедны карбонатными минералами, но обогащены органическим веществом.

Переменновлажнотропическая зона включает области тропического климата, отличающиеся повышенным количеством атмосферных осадков (1000—1500 мм), среднегодовыми температурами около 26°C, четким чередованием дождливых и засушливых периодов (продолжительность засушливого периода 1—2 месяца), распространением вечнозеленой жестколиственной древесной и кустарниковой растительности. Она охватывает районы юго-востока и юга Азии, юга США, Южной Америки, Центральной и Юго-Восточной Африки, Южной и Восточной Австралии. Почвы этой территории представлены коричневыми, красно-серо-коричневыми и черными типами, а также остаточными содовыми, луговыми глеевыми и болотными разновидностями. Выветривание обычно перерабатывает большинство исходных материалов. Только в нижних горизонтах сохраняются такие неустойчивые минералы, как полевые шпаты, амфиболы и пироксены. Трансформированные глинистые минералы представлены монтмориллонитом и вермикулитом. В верхних частях профилей, а местами и в средних их горизонтах распространены аллофан, галлуазит, несовершенный каолинит, которые сопровождаются тем или иным количеством аморфных соединений гидроокислов железа, кремния и алюминия. В гидроморфных почвах встречаются смешанослойные минералы монтмориллонит-каолинитового типа [28, 179 и др.]. Эти образования известны и в областях современного вулканизма [369].

В условиях меняющейся влажности может иметь место трансформация состава глинистых минералов в почвах и корах, что объясняется неравновесным состоянием профиля выветривания в новых физико-химических условиях. В обстановке аридизации климата каолинитовые продукты выщелачиваются, ожелезняются, частично замещаются кальцитом и монтмориллонитом. Происходит выравнивание рельефа. Своеобразные продукты почвенного горизонта этой зоны — скопления кальцита в виде карбонатных корок (калькрета). Они, например, известны в переменновлажных областях субтропиков Средиземноморья [586]. Характер замещения субстрата здесь следующий: образование пятнистых скоплений кальцита, обособление гранул, желваков и корок и формирование карбонатных плит.

Автохтонные седиментационные продукты этой зоны выделить трудно. Это объясняется двумя причинами: во-первых, пятнистостью в распределении самой зоны, а во-вторых, длительным временем существования (мезозой — кайнозой) областей тропического климата в приэкваториальных районах суши. В результате сформировались мощные накопления продуктов глубокого химического выветривания и их переотложенного материала в пределах современных зон переменно- и влажнотропического типов. В связи с этим автохтонные осадочные образования этих двух ландшафтно-климатических зон характеризуются вместе.

Влажнотропическая зона, включающая области влажных тропиков, отличается наибольшим количеством атмосферных осадков (1500—4000 мм в год и более) и высокими положительными среднегодовыми температурами (+26°C). В этой зоне распространены крупные лесные массивы с обилием вечнозеленых форм лиственных и хвойных древесных растений. Значительное место занимают болота. Почвенный покров характеризуется преобладанием сипалитных, красно-, желтоземных и лугово-болотных типов. Состав глинистых продуктов выветривания сложен, он отражает положение многих смен климатических обстановок в течение, по крайней мере, неогена и четвертичного периода, характеризовавшихся чередованием влажных и засушливых эпох, существованием горизонтов с разными условиями обводнения. Преобладающим типом глинистых продуктов являются несовершенные каолиниты, диоктаэдрические хлориты, которые сопровождаются гидроокислами железа, алюминия и кремния, местами распространены смектиты [369, 515, 547 и др.]. На лавах и туфах областей современного вулканизма и породах формируются монтмориллонитовые смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования [365]. Для этой зоны характерен процесс латеритизации [465, 561, 653 и др.], кото-

рый развивается по различным породам (четвертичные вулканические образования, аллювий и т. д.). При этом происходит перераспределение железа и алюминия. Известны случаи концентрации этих элементов в основании латеритной зоны, формирование железистых корок и т. д., что определяется конкретными геоморфологическими, гидрологическими и гидрогеологическими условиями.

При разрушении продуктов древних кор выветривания отмечаются их ожелезнение, облессование, разложение сохранившихся силикатов с образованием смешанослойных компонентов, иногда закарбонирование и засоление [354]. На бокситах наблюдается формирование рыхлого земляного элювия с меньшими содержаниями алюминия и большими кремния по сравнению с исходной породой. В делювии такого почвенного покрова может иметь место ожелезнение в зоне колебания уровня грунтовых вод [222]. Перераспределение железа создает в верхних горизонтах почв железистые кирасы. Их образование требует определенных сочетаний рельефа, климата, дренажа и химического состава исходной породы [114]. Оптимальные условия для формирования кирас создаются в том случае, когда исходная порода разрушается в обстановке нейтрального гидролиза, местами щелочного. В таких физико-химических обстановках подвижны основания, после их выноса среда подкисляется и растет миграция кремнезема. Конечные продукты обогащаются кварцем, каолинитом, гидроокислами железа и алюминия. Существенна роль исходной породы. В общем случае при разрушении кислых магматических пород в продуктах выветривания присутствует мало первоначального количества железа, но много связанного и свободного кремнезема и алюминия. Это способствует синтезу каолинита. Основные породы, как правило, на поверхности имеют более расчлененный рельеф и ослабленную гидроморфность, что вызывает значительный вынос кремнезема. Это ослабляет синтез каолинита и способствует накоплению окислов железа и алюминия.

Различаются два типа панцирей: сплошной, приуроченный к сглаженным формам рельефа, медленно формирующийся в периоды понижения уровня грунтовых вод, и локальный, связанный с перегибами склона или краями депрессий, где встречается отложение окисляемого железа, принесенного грунтовыми водами.

Выветрелый материал, формирующийся на водоразделах, поступает в долины рек и речек переменновлажнотропической и влажнотропической ландшафтно-климатических зон. Он дифференцируется в долинах по крупности обломков, формируя местами скопления обломочных бокситов. Так, в разрезе современных и голоценовых отложений мелких притоков р. Нигер (Мали) наблюдается следующее строение [402]. В основании аллювия залегают русловые щебенчато-гравийные осадки и кварцевые пески с железисто-каолинито-гидрослюдистым цементом. Выше они переходят в пойменно-старичные разнозернистые пески, гидрослюдисто-каолиновые глины с прослоями лигнитизированного растительного материала. Акцессорные компоненты этих отложений представлены устойчивыми к выветриванию минералами — ильменитом, рутилом, турмалином, цирконом и др. Этот аллювиальный комплекс вложен в более древний, четвертичный, имеющий аналогичное строение и состав.

Подобное строение современного аллювия в бассейне р. Саму (Гвинея) описано В. И. Мамедовым [222]. Отличительной особенностью является то обстоятельство, что аллювиальные осадки вложены в более древние бокситоносные отложения. Результат этого — появление среди гальки русловых осадков обломков бокситов. В пойме также распространены кварцевые пески, супеси и суглинки с включениями обломков бокситов.

Озерные осадки сезонновлажных и влажных тропиков также характеризуются известной унаследованностью состава обломочных глинистых и окисных минералов из почвенных горизонтов. Кроме того, в них наблюдается заболачивание, часто в участках, примыкающих к рекам. Это объясняется существованием подтока почвенной влаги в определенных участках этой ландшафтно-климатической зоны. В более засушливых райо-

Схема распределения автохтонных продуктов различных ландшафтно-климатических зон в континентальных осадках

Зона	Тип континентальных осадков				
	Русловый аллювий	Пойменный аллювий	Старичный аллювий	Озерные дельты и побережья крупных озер	Озера приморских дельт и морских побережий
Тип автохтонных продуктов					
Тундровая и пустынно-полярная	Гидроокислы железа	Гидроокислы железа и марганца, карбонаты кальция, кристаллы льда	Гидроокислы железа, органические соединения	Гидроокислы железа, гипс (?), галит (?), органические соединения	Гидроокислы железа и марганца (?), гипс (?), галит (?), органические соединения
Влажноумеренная	Гидроокислы железа, обломки древесины	Гидроокислы железа, марганца, карбонаты кальция, галит (?)	Вивианит, керчениты, гидроокислы железа, марганца, кремния, сидерит, карбонаты кальция	Вивианит, керчениты, гидроокислы железа, марганца, кремния, сидерит, родохрозит	Гидроокислы железа, марганца, кремния, фосфаты железа, карбонаты кальция
Степная	Гидроокислы железа, карбонаты кальция	Карбонаты кальция, натрия, гипс, гидроокислы железа, марганца, кремния	Карбонаты кальция, натрия, гипс, галит, реже гидроокислы железа	Карбонаты кальция, магния, натрия, гидроокислы железа, марганца	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит
Саванная	Гидроокислы железа, железисто-глинистые агрегаты	Окислы и гидроокислы железа, карбонаты кальция, гидроокислы кремния	Карбонаты кальция, натрия, гипс (?), галит (?), окислы и гидроокислы железа	Карбонаты кальция, магния, натрия, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит
Пустынноумеренная	?	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит, гидроокислы кремния	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит
Пустыннотропическая	?	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит	Карбонаты кальция, магния, гипс, галит
Переменно-влажнотропическая и влажнотропическая	Гидроокислы, окислы железа и алюминия, кварцевый и каолиновый терригенный материал, обломки кирасы и бокситов	Гидроокислы железа, алюминия, кремния, карбонаты кальция, реже гипс, сода	Гидроокислы железа, алюминия, карбонаты кальция, гипс (?), фосфаты железа, сидерит, органические соединения	Гидроокислы железа, карбонаты кальция (?), органические соединения	Гидроокислы железа, карбонаты кальция, гипс, галит (?), органические соединения

Примечание. В таблицу не включены осадки субтропической и влажnosубтропической зон, распределение автохтонных компонентов в которых изучено еще недостаточно.

нах могут формироваться солончаки. Речная сеть рассматриваемых зон образует сложную систему, включающую озера и болота, особенно в периоды дождей. Основной автохтонный компонент пойменных, озерных и болотных осадков — растительный материал той или иной степени переработки. Торфяники занимают большие площади, имеют большую мощность, достигая местами 40 м [169 и др.]. Новообразованиями в торфяниках являются вивианит, сидерит и сульфиды железа. В табл. 23 показано распределение автохтонных компонентов в наиболее распространенных типах континентальных осадков.

Примеры реконструкции ландшафтно-климатических зон прошлого

Представления о характере ландшафтно-климатических зон прошлого складываются из показателей свойств атмосферы, гидросферы и биосферы. Развитие Земли, что является фундаментом всех построений в естествознании, определило изменение физико-химических свойств всех геосфер. Накопилась определенная сумма сведений, позволяющих в общем виде оценить параметры планетарных, провинциальных и зональных сред на суше, по крайней мере, для того отрезка геологического времени, которое охарактеризовано осадочными и осадочно-метаморфическими образованиями. В основу построений положены представления о том, что современные ландшафтно-климатические зоны на суше являются конечным результатом развития зон прошлых геологических эпох. Однако уже первичные ландшафтно-климатические зоны включали в себя элементы параметров зон современных. К числу этих постоянно действующих факторов относятся количество атмосферных осадков, сезонность (периодичность) их поступления к поверхности суши и участие (или неучастие) растительности в удержании влаги в приповерхностных горизонтах суши. Второстепенными факторами, влияющими главным образом на скорость процессов, являются температура и давление.

Если параметры современных ландшафтно-климатических зон доступны непосредственному определению, то при реконструкции их ископаемых аналогов приходится оперировать общими показателями восстановленных параметров планетарных и провинциальных сред, автохтонными продуктами — индикаторами тех или иных показателей зональных сред и закономерностями, установленными для современных ландшафтно-климатических зон, но с обязательным учетом их трансформации в геологической истории Земли.

Исходя из этих позиций, различаются две большие группы ландшафтно-климатических зон: зоны в условиях пустынных, лишенных растительности ландшафтов и зоны с участием растительного покрова (деревья, травы, мхи, лишайники). Первая группа зон существовала длительное время (докембрий — кембрий — ордовик — силур). Реликты ее, вероятно, продолжали сохраняться в послесилурийское время, возможно, до середины мезозоя. Появление ландшафтно-климатических зон второй группы связано с заселением наземной растительностью суши, имевшим место в конце силура — начале девона. Появление растительного покрова на суше оказало решающее влияние на распределение влаги. Оно проявилось, прежде всего, в том, что атмосферные осадки в условиях растительного покрова стали способны накапливаться в приповерхностных горизонтах, не подвергаясь в полной мере процессам капиллярного испарения.

В докембрии, кембрии, ордовике и силуре поверхность суши, лишенная растительного покрова, имела достаточно однообразный пустынный ландшафт. Вместе с тем минералого-петрографический состав сохранившихся осадочных и осадочно-метаморфических пород континентального и морского происхождения и геохимические особенности образований позволяют наметить для этого огромного отрезка геологического времени несколько типов ландшафтно-климатических зон.

Автохтонные продукты докембрийских континентальных ландшафтно-климатических зон

Возраст	Зона	Новообразование почвоподобных продуктов	Состав осадков мелких водоемов	Состав конкреций и стяжений
Ранний девон — ранний протерозой	Правлажно-тропическая	Гидрослюда, каолинит, реже монтмориллонит, гидроокислы алюминия	Брекчии с каолинитом, бокситы, кварцевые пески, гидрослюдисто-каолинитовые глины, озерные глинисто-железистые продукты, гематитовые руды	Гидроокислы железа и алюминия
	Протосаванная	Гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, реже каолинит, гидроокислы железа, кальцит	Гидроокислы железа, карбонатные осадки	Гидроокислы железа, карбонаты
	Протопустынно-тропическая	Гидроокислы железа?, карбонаты, кремни?	Пестроцветные глины с прослоями карбонатных пород	Карбонаты, кремни?
Ранний протерозой — архей	Предвлажно-тропическая	Монтмориллонито- и хлоритоподобные минералы, каолинит, гидроокислы алюминия	Окислы алюминия, кремния, прослои кварцевых песков	Альбит (?), сидерит, окислы кремния, сульфиды железа
	Прасаванная	Хлорито- и понтронитоподобные минералы	Глинистые осадки, обогащенные железом, карбонаты	Сидерит, сульфиды железа
	Прапустынно-тропическая	Слабая монтмориллонитизация	Карбонаты	Карбонаты

Первая ассоциация наиболее древних ландшафтно-климатических зон намечается в архее и раннем протерозое (табл. 24). Для всей ассоциации в целом были характерны достаточно высокие средние температуры на поверхности суши (до 70—90°C), своеобразный состав атмосферы, отличавшийся преобладанием среди газов CO₂, N₂, NH₃ и метана (?), повышенным давлением (до 15 атм), более быстрым (по сравнению с современным) кругооборотом влаги в системе атмосфера — суша, вероятным отсутствием широкого развития простейших организмов (бактерии, водоросли) на суше, преобладанием щелочных, восстановительных условий в приповерхностных горизонтах, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава солей поверхностных вод, малыми мощностями чехла осадочных пород, началом формирования горизонтов грунтовых вод, большим подтоком вод ювенильного происхождения. Это были условия своеобразной, примитивной пустыни, если пользоваться термином, предложенным А. И. Перельманом [260]. Вместе с тем могли существовать времена года, обусловленные наклоном земной оси и дифференциацией рельефа (равнины, горы и т. д.), что создавало условия для неравномерного распределения влаги и температуры на поверхности суши. Допуская такое разнообразие условий, можно предполагать существование в раннем докембрии по крайней мере трех ландшафтно-климатических зон тропического типа: 1) с избытком влаги, 2) с влагой, сезоннопадающей на поверхность суши, и 3) с резким недостатком влаги.

Области с влажным климатом охватывают территории с большим диапазоном среднегодовых атмосферных осадков, которые можно сопоставить с современными зонами влажных и сезонновлажных тропиков и субтропиков. Они выделены в предвлажно-тропическую зону. В подобных

условиях кругооборота атмосферных осадков создавалась обстановка для интенсивного химического выветривания щелочного и восстановительного типа. Для этой обстановки могло быть характерным разрушение силикатов, накопление глинистых продуктов хлорит — монтмориллонитового типа, растворение кварца, вынос алюминия и кремния.

Наиболее древние продукты выветривания метаморфизованы. Однако среди них известны минералы, образовавшиеся за счет преобразования гидроокислов алюминия [298]. Изучение раннепротерозойских, менее измененных элювиальных продуктов, например, на Украинском щите, показывает, что монтмориллонитоподобные образования обнаруживаются не только среди выветрелого материала средних, основных и ультраосновных кристаллических пород, но и при изменении полевых шпатов в гранитоидах [106, 107]. В конечных продуктах выветривания накапливались минералы группы каолинита, а также гидроокислы алюминия. В метаморфических аналогах подобных продуктов выветривания наблюдаются новообразования кварца, полевых шпатов, амфиболов, биотита, серицита, дистена и силлиманита [60, 108].

Диагностика континентальных осадков в отложениях архея и нижнего протерозоя связана с большими трудностями. Вероятно, к делювиально-аллювиальным образованиям предвлажнотропической зоны следует отнести сланцево-кварцитовые породы, перекрывающие элювиальные продукты или залегающие вблизи площадей развития кор выветривания. Они известны в разрезах архея Алданского щита, нижнего протерозоя Украинского щита и Южной Африки. Е. А. Кулиш [202] отмечает кварциты и высокоглинозистые сланцы в основании верхнеалданской свиты. Они сопровождаются метаморфизованными конгломератами с силлиманитом, биотитом и полевыми шпатами в цементе. Среди компонентов тяжелой части фракций цемента преобладают устойчивые к выветриванию минералы: рутил, циркон, турмалин и др. Кварциты и мелкообломочные олигомиктовые гравелиты слагают верхнюю часть разреза докембрия Витватерсранда. Они рассматриваются как осадки аллювиального веера [664]. Характерная особенность этих пород — тонкие углеродистые прослойки, которые расшифровываются как остатки водорослевого войлока. Если это верно, то данные находки являются одними из самых древних известных следов жизнедеятельности на суше.

Возможными индикаторами осадков континентальных и прибрежно-морских образований предвлажнотропической зоны могут быть силлиманит- и корундсодержащие породы, известные в метаморфических, гранулитовых комплексах раннего докембрия [202, 487, 569]. Несомненно, среди химических автохтонных осадков предвлажнотропической зоны следует ожидать карбонатные и кремнистые отложения, которые могли формироваться в водоемах конечного стока — озерах и речных старицах. Однако в настоящее время еще не разработаны критерии отличия этих осадков, преобразованных в мраморы и кварциты, не только от морских аналогов, но и (как в случае кварцитов) от первично-терригенных осадков.

Более сложна диагностика осадков, образовавшихся в областях с семиаридным переменено-влажным (прасаванная зона) и засушливым или сухим (прапустынно-тропическая зона) климатами. В первом случае следует ожидать менее интенсивное выветривание и развитие в зоне континентальной седиментации большого количества осадков временных потоков, содержащих карбонатные прослойки. Петрографо-минералогическая характеристика элювия (железистые хлориты, смектиты, нонtronит?) и осадочных образований может быть более пестрая, чем в предвлажнотропической зоне. По этим признакам возможными осадочными автохтонными продуктами этой ландшафтно-климатической зоны могут оказаться алевритовые известняки района Гауганда в гуронской подгруппе Канады, которые обычно рассматриваются как продукты мариногляциальных фаций [559]. Сомнение в ледниковом происхождении вмещающих тиллитов было высказано выше. Дополнительными аргументами в пользу негляциального генезиса этого комплекса, кроме того, являются однообразный

состав глинистых минералов и находка своеобразных углифицированных включений, которые рассматриваются как остатки разложения синезеленых водорослей, облекавших гальки в пресноводных и наземных условиях [528]. Маловероятно, чтоб водоросли, развивавшиеся в условиях жаркого климата, могли при отсутствии конкуренции занять экологическую нишу типа ледникового озера, т. е. менее благоприятную обстановку для их обитания. Условия осадконакопления в прапустыннотропической зоне были в какой-то степени сходны с обстановкой современной пустыни тропического климата. Отличия заключались в более высоких температуре, давлении и преимущественно щелочном, восстановительном характере приповерхностных физико-химических показателей, а также полном отсутствии растительности. Элювиальные процессы в этой обстановке благодаря резкому дефициту влаги, вероятно, проявлялись очень слабо, скорее всего в виде физического выветривания и слабой глинизации (монтмориллонитизации?), особенно в областях развития магматических пород и туфов. Химические продукты в котловинных озерах могут быть представлены карбонатами кальция, магния, возможно, натрия. Следы пустынного выветривания озерных осадков, видимо, следует искать в толщах метаморфизованных туфов, туффитов — граувакк типа формаций, установленных в наиболее древних параморфитах Гренландии, Южной Африки и др. [268, 664 и др.].

Более конкретно можно рассматривать продукты различных ландшафтно-климатических зон для возрастного интервала, охватывающего конец протерозоя — ранний девон. Ему свойственны заметное снижение среднегодовых температур (до 25 — 35°C), давления, возникновение первого типа кислородной атмосферы Земли, состоящей в основном из азота, углекислого газа и кислорода, вероятно, достаточно широкого расселения водорослей в определенных климатических зонах суши [291]. По балансу влажности здесь намечены три ландшафтно-климатические зоны: 1) с избытком влажности (правлажнотропическая), 2) с переменной влажностью семиаридного типа (протосаванная) и 3) с дефицитом влажности (протопустыннотропическая). Кроме того, выделена протопустыннополярная зона.

Первый тип ландшафтно-климатической зоны, названный правлажнотропическим, может отвечать областям с большим количеством годовых осадков. Однако отсутствие растительного покрова создавало как периодичность в промывании продуктов выветривания, так и сезонность в питании потоков и водоемов. В настоящее время нет критериев количественной оценки годового объема атмосферных осадков в пределах этой зоны, вероятно объединяющей области как с субгумидным, так и с гумидным типами влажности.

Продукты выветривания в правлажнотропической зоне многочисленны и представлены гидрослюдой, каолинитом, реже монтмориллонитом, гидроокислами алюминия. Монтмориллониты приурочены, как правило, к низам разрезов выветрелых продуктов или к элювию основных изверженных и метаморфических пород. Такой тип выветрелого материала распространен от верхов нижнего протерозоя до венда [20, 212, 228 и др.]. Процессы метаморфизма трансформируют эти продукты в кварцевослюдистые агрегаты, хлоритоид, пиррофиллит, диаспор, силлиманит, дистен и др. [398].

Делювиально-пролювиально-аллювиальные продукты переотложения выветрелого материала образуют скопления брекчий с каолиновым цементом, олигомиктовые конгломераты, горизонты кварцевых песчаников и кварцитов с глинистым каолинито-гидрослюдистым или кварцевым регенерационным цементом. Песчаные породы содержат прослои глинисто-алевритовых, сланцевых отложений, иногда окрашенных гидроокислами и окислами железа. В отложениях нижнего и верхнего протерозоя данные породы образуют мощные (до 1000 м) горизонты, повторяющиеся несколько раз в разрезах. Они известны в Якутии, Карелии [241 и др.], в рифее Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [279], Казахстана [67], участвуют в строении нижнего синия — кварциты Чанчен

[374]. Горизонты кварцитов распространены в рифее Урала, в протерозойских разрезах Северной Америки и Австралии [456], в венде Русской платформы [109, 110]. Столь широкое распространение пород этого типа свидетельствует об интенсивном формировании каолиновых продуктов выветривания в условиях влажного и жаркого климата на обширных площадях суши. Несомненно, конец раннего и поздний протерозой, а возможно, и венд были одной из эпох максимального развития правлажно-тропической ландшафтно-климатической зоны. Огромные массы перемытого материала кислых кор и почвоподобных образований поступали в область континентальной седиментации. Их четкое обособление в разрезах не только платформенных, но и геосинклинальных структурно-тектонических зон свидетельствует как о масштабе выноса олигомиктового материала, так и о широком распространении физико-химических условий ландшафтно-климатической зоны правлажно-тропического типа.

Если кварцевый терригенный материал в значительной степени фиксировался в пределах рассматриваемой ландшафтно-климатической зоны, то глинистое вещество и железистые соединения лишь частично захоронились в мелких озерах в долинах рек, поступая в своей основной массе в крупные водоемы конечной седиментации (озера и моря). Мелкие скопления гематитовых руд известны среди кварцитов протерозоя Анабарского поднятия [9]. Примером захоронения крупных скоплений глинистого и железистого материала в области прибрежной равнины и мелководной части крупного водоема, являющихся фациальным продолжением толщи кварцевых песчаников, может служить Ангаро-Питский железорудный район, подробно описанный Н. П. Юдиным [399].

Другим типом осадков, фиксирующих границу суши и крупного, видимо, морского водоема являются своеобразные аллитовые породы. Наиболее древние из них рифейские (?) диаспориты Алагульского месторождения Монголии [111]. Слоистые (с органическим веществом) тонкозернистые до крупнозернистых (перекристаллизованных) диаспоровые породы, переслаивающиеся с хлорито-серицитовыми сланцами, представляют собой осадки крупного водоема, возможно, морского залива. Более открытоморским типом фации аллитовых осадков являются вендские бокситосодержащие отложения Боксонского месторождения. Зону морских глинистых осадков с рассеянным аллитовым материалом можно наблюдать в разрезе пурпальной свиты тепторгинской серии Байкальской горной страны, в глинистых сланцах которой встречаются диаспоровые конкреции [76].

Продукты выветривания кембрийского, ордовикского и силурийского времени, отвечающие условиям интенсивного разрушения в обстановке жаркого и влажного климата, встречаются значительно реже, чем протерозойские. Элювиальные образования кембрийского возраста в Кузнецком Алатау, на Сибирской платформе, на Малом Хингане и в Центральной Сахаре, где они представлены гидрослюдой, каолинитом, галлуазитом, а на карбонатных породах — гидрослюдой и монтмориллонитом [101, 124, 232, 355]. Элювий ордовикского и силурийского возраста установлен на Сибирской платформе и Урале [225, 379]. Он имеет состав продуктов выветривания, аналогичный установленному в элювии протерозойского и кембрийского возраста.

Описания продуктов переотложения выветрелого материала кембрийско-силурийского возрастного уровня немногочисленны. Аллювиально-пролювиальные осадки, представленные олигомиктовыми конгломератами и кварцевыми песчаниками с каолинито-гидрослюдыстым глинистым цементом, участвуют в строении континентальных толщ кембрийско-ордовикского возраста в Центральной Сахаре [656 и др.], аллювиальные кварцевые песчаники, переходящие в дельтово-морские отложения, установлены в кембрийско-ордовикских разрезах Кантабрийских гор Юго-Западной Испании [499 и др.]. Дельтово-морские кварцевые пески с каолинитом указаны Ю. Н. Заниным [128] в ордовике Иркутского амфитеатра (Восточная Сибирь). Области сопряжения правлажно-тропической зоны с морским бас-

сейном в кембрийско-ордовикско-силурийское время отмечаются дельтовыми осадками, состоящими из кварцевых песчаных пород, или железистыми и бокситовыми образованиями. Железные руды гематитового типа, отвечающие этой области перехода континентальных осадков в морские, известны в ордовике США [352]. Более многочисленны примеры распространения диаспоро-бемитовых бокситов. Их проявления, приуроченные к горизонтам известняков прибрежно-морских фаций, известны в кембрии складчатых сооружений Западной Сибири [330] и ордовике Казахстана [93, 236].

Выделение протосаванной ландшафтно-климатической зоны основано на следующих предпосылках. Существование периодического выпадения атмосферных осадков при их некотором недостатке приводит в засушливые сезоны к накоплению в верхних горизонтах элювия соединений, поступающих по капиллярам, таких как окислы железа, карбонаты и т. д. Эти же компоненты могли сопутствовать пролювиально-аллювиальным осадкам и отложениям бассейнов конечного стока поверхностных вод (внутриконтинентальные и прибрежно-морские озера), причем в транзитных условиях речной системы следует ожидать осаждения гидроокислов и окислов железа, в меньшей степени карбонатов (старичьи, мелкие озера в долине рек). В бассейнах озерного типа вероятно накопление всего материала, поступающего во взвешях и растворах, а в придельтовых озерах приморских районов, кроме того, возможно влияние растворов морских водоемов.

Немаловажным признаком будет состав терригенного материала, формирующийся путем переотложения элювиальных продуктов протосаванной зоны. Благодаря менее интенсивному выветриванию из-за периодичности промыва поверхностными водами элювиального профиля, он должен иметь более пестрый минералогический состав реликтовых минералов, тогда как новообразования в продуктах разрушения кислых кристаллических пород будут менее богаты минералами каолиновой группы, место которых займут гидрослюда и монтмориллонит.

Наиболее древние (нижнепротерозойские?) почвоподобные продукты, выветривания, которые можно отнести к протосаванной зоне, известны в основании формации Рораима в Суринаме [546]. Они развиты на биотитовых гранитах и представлены глинисто-слюдяным субстратом с обломками гранита и его составных частей (биотит, мусковит, полевые шпаты, кварц и др.), а также новообразованиями гематита и кальцита. Мощность этих образований 20—30 см. Выше залегают красноцветные отложения формации Рораима. Нижне(?)- и верхнепротерозойские элювиальные продукты, верхние части разрезов которых обогащены гидроокислами железа, известны на Сибирской и Русской платформах [363, 390], в Шотландии [679], в Южной Африке [481], в Северном Мичигане [532]. Аналогичные образования вендского возраста распространены на Русской платформе. Нередко с ожелезненным элювием ассоциируются карбонатные образования типа каличе, причем карбонатное вещество представлено доломитом [110]. Дж. Каллиоковский [532] описал почвоподобные продукты, названные им палеопочвами, на гранодиоритах и перидотитах. На кислых породах они имеют мощность до 3 м. Новообразования представлены серицитом, хлоритом, вермикулитом, гематитом и доломитом. Пестрый состав имеют реликтовые минералы: биотит, мусковит, полевые шпаты и др. Перидотитовые породы разрушены на глубину около 12 м. Доломит обогащает нижние горизонты профиля. Верхняя зона ожелезнена.

Автохтонный материал в областях седиментации протосаванной ландшафтно-климатической зоны представлен главным образом гидроокислами и окислами железа, которые цементируют кварцевые, аркозовые и другие типы песчаных пород. Песчаники несут следы слоистости флювиального типа, содержат прослойки и горизонты красно- и пестроцветных пород, иногда пачки известняков и доломитов [22, 26, 467, 657]. Эти комплексы осадков рассматриваются как продукты аллювиальных, озерных и дельтовых фаций [453, 529]. Г. Виллиамс [672] на примере торридонских отложений показал фациальные переходы красноцветных аркозовых пес-

чаников пролювиальных и аллювиальных фаций в разновозрастные дельтовые, а затем морские осадки. Широкая область аллювиально-дельтового шлейфа и верхнерифейских и вендских пестроцветных, преимущественно песчаных, осадков, протягивающаяся от западной окраины Енисейского кряжа почти до оз. Байкал, выявлена Ю. К. Советовым [307].

Еще один тип красноцветных отложений, представленный молассовыми фациями, распространен начиная с протерозоя. Его формирование связано с быстро растущими горными сооружениями, выносом грубообломочного и пестрокрашенного алевроит-пелитового материала временными потоками, вероятно, в пределы протосаванной, но, возможно, и в протопустыннотропической зон. Разграничить их при современном уровне знаний отличительных диагностических признаков этих ландшафтно-климатических типов не всегда возможно. Здесь, видимо, может существовать несколько вариантов. С одной стороны, реки и временные потоки в протопустынной зоне были способны окрашиваться железистым пигментом из почв и кор выветривания зоны протосаванного типа, а с другой — обломочный материал, быстро заполняющий котловины и трюги, прилегающие к горным районам, в состоянии разубоживать автохтонный, более «зрелый» материал из протосаванной зоны.

Кембрийско-силурийские продукты протосаванной зоны известны главным образом в пределах Евразии. Выветрелый материал, представленный новообразованиями гидрослюдистого и монтмориллонитового состава, установлен на доломитах нижнего кембрия в южной части Сибирской платформы [182]. Автохтонные компоненты этого возраста сложены красным гематитовым пигментом в терригенных отложениях, известных на всех континентах прослоями карбонатных пород, в том числе в почвоподобных образованиях и т. д. [295, 635, 643]. При смыкании протосаванной области и прибрежной части моря возможны случаи накопления озерных доломитовых осадков с кристаллами галита. Влияние континента отмечается в замещении галита доломитом и кальцитом под влиянием пресных метеорных вод [513].

Переходя к характеристике возможных автохтонных продуктов протопустыннотропической ландшафтно-климатической зоны, следует иметь в виду малую вероятность их сохранения в ископаемом состоянии. Это объясняется тем, что пустынные области (и протопустынные) имеют очень редкую речную сеть, сравнительно небольшое количество озер, в то время как золотые продукты характерны не для всех типов пустынных зон, как это наблюдается в современных пустынях. Здесь очень слабо развиты почвенные и почвоподобные покровы, различного рода корки, образующиеся в результате капиллярного испарения, а также химические осадки мелких озер. Еще меньше вероятность их сохранения в ископаемом состоянии. В этих условиях основными диагностическими индикаторами автохтонной седиментации будут являться ассоциации полимиктовых, граувакковых и аркозовых песчаников с осадками пересыхающих водоемов типа пестроцветных карбонатизированных аргиллитов и прослоев известково-доломитовых пород, например наблюдающихся в серии Деверас в Южной Африке [457] или в серии Пачи в Нью-Квебека в Канаде [453].

Фациальные взаимоотношения зон протосаванного и протопустыннотропического типов с областями морской седиментации изучены недостаточно. Здесь следует ожидать или развитие дельтовых ассоциаций, или (как это наблюдается в сланцах Ганурга) распространение глинистых пород с горизонтальной слоистостью, следами ряби, струйчатости, трещин усыхания, отпечатки капель дождя.

Особо следует остановиться на возможности возникновения в геологическом обстановке протопустыннополярной ландшафтно-климатической зоны. Известно несколько стратиграфических уровней распространения тиллитов и тиллоидов: ранний протерозой, поздний рифей, венд и ордовик. Появление условий для возникновения континентального оледенения ранее конца рифея маловероятно, так как этому противоречат данные по термобарическим параметрам (см. рис. 3). Описание пород раннего

протерозоя также не убеждает в тождественности их с ледниковыми образованиями [678]. В породах отсутствуют так называемые ледяные клинья, развивающиеся из морозобойных трещин. Остальные признаки встречаются также в осадках грязевых потоков [358]. Более достоверны тиллиты, аналоги ледниковых отложений, в разрезах верхнего рифея, венда и ордовика. Они распространены практически на всех континентах. Допуская существование ледниковых покровов в горных и возвышенных областях, можно предположить, что в это время существовали области, включающие «оазисы» среди льдов и вдоль кромок таяния льда, в пределах которых происходили физико-химические процессы, аналогичные тем, которые наблюдаются в настоящее время в ледовой зоне. Известно, что в допермских континентальных отложениях отсутствуют заметные скопления сульфатов кальция и хлоридов натрия. Для докембрийских осадков это объясняется низкими (по сравнению с фанерозоем) содержаниями соединений в морской воде, что препятствовало засолению почв и подобных образований под влиянием ветрового разноса хлор- и сульфат-ионов. Возможно, что начиная с кембрия этот процесс уже наблюдался, но современного уровня «засоления» континентальный элювий достиг только в конце карбона. Можно допустить, что докембрийские и кембро-карбонные почвоподобные образования были достаточно обогащены щелочами, щелочными землями и бикарбонат-ионом. В условиях ледовой зоны талые воды могли выносить в озерные водоемы «оазисов» компоненты, которые в обстановке аридного климата высаживались в виде карбонатов натрия, кальция, магния.

Разрезы тиллитов позднекембрийского возраста подробно описаны Н. М. Чумаковым [372], который упоминает присутствие прослоев доломитов и известняков на Урале, на о. Шпицберген, на юге Африки. В разрезе Полодowego кряжа (Северный Урал) доломиты известны в тиллоидах чурочинской свиты. Они представлены неслоистыми, брекчированными разностями, обогащенными терригенным материалом в основании пачек, мощность которых достигает 20 м. На о. Шпицберген небольшие прослои (0,3—1,75 м) известняков и доломитов встречены в тиллитах Уилсбреен и Сванор. Они тонкослоисты, брекчированы, местами песчанисты и пестроцветны. В Южной Африке пачки известняков содержатся в мощной толще тиллитов Бьюпе. В ней, кроме того, обнаружены прослои железных руд. Этот компонент, вероятно связанный с седиментацией в протопустыннополярной зоне, заслуживает специального изучения. Следует отметить, что доломиты, ассоциирующиеся с тиллитами позднего докембрия, отличаются от доломитов теплых морей повышенным содержанием легкого изотопа кислорода [673].

Девонский период является своего рода переломной эпохой в истории автохтонной седиментации. Это связано прежде всего с изменением состава атмосферы, которая, вероятно, уже в среднем девоне приобрела современный облик. Решающее значение в этом процессе сыграла наземная растительность, которая в этот период начала заселять сушу. Сокращение количества углекислого газа в атмосфере вызвало некоторое понижение как температуры, так и атмосферного давления в приповерхностных условиях [152, 154]. Вместе с тем широкое распространение продуктов глубокого химического выветривания свидетельствует об обширных площадях правлажнотропической зоны на суше в девоне и карбоне. Выветрелый материал, состоящий из каолинита, гидроокислов железа, занимает значительные площади на Тимане [94, 410 и др.], в Приполярном Урале [2], на Воронежском кристаллическом массиве [69, 247, 359]. В Северо-Онежском районе кроме каолинита, гематита, гидроокислов алюминия в продуктах выветривания встречается цеолиты [139], развивающиеся по вулканогенному материалу. Продукты глубокого преобразования исходного материала элювиальными процессами известны в Средней Азии [23, 186], в Западном Саяне и Туве [34], а также в Пакистане [645]. Ассоциация окислов железа и алюминия, столь распространенная в продуктах выветривания девонского возраста, свидетельствует о зарождении нового типа элювия,

обычно называемого латеритным, для которого характерно преобладание в элювии диаспора и бемита.

Не менее широко известны продукты делювиально-пролювиального переотложения латеритного материала. Они представлены диаспоро-бемитовыми бокситами и олигомиктовыми осадками, выполняющими углубления на склонах пенеппленов, овраги, долинки ручьев, а также карстовые воронки, развитые на карбонатных породах [80 и др.]. Достаточно часто бокситовый материал достигает мелководных зон морей, формируя здесь прибрежно-морской тип залежей [4, 83, 645].

Продуктами переотложения каолинового элювия в обстановке влажно-тропической зоны в девоне являются олигомиктовые озерно-аллювиальные отложения. Примером широкого распространения таких автохтонных осадков могут служить базальные горизонты средне- и верхнедевонской трансгрессивной серии на востоке Русской платформы и вдоль западного склона Урала. Они представлены пачками светлоокрашенных олигомиктовых конгломератов и кварцевых песчаников с прослоями гидрослюдисто-каолининовых глин, обогащенными минералами тяжелых фракций, устойчивых процессам химического выветривания [187].

В начале девона вдоль берегов тропических морей развивается первая в истории Земли континентальная ландшафтно-климатическая зона, одним из самых важных элементов которой стала наземная растительность. В это время она еще не порвала полностью связи с морем и представляла собой негустые прибрежные заросли псилофитов, нижние части стеблей которых были скрыты под водой [8]. Тем не менее эта растительность уже заметно влияла на характер автохтонной седиментации, формируя почвенные покровы в обводненных участках рек, протекавших в приморских зонах, и образуя своеобразные скопления органического вещества в прибрежных озерах и болотах. Это обстоятельство позволяет выделить в девоне протовлажно-тропическую ландшафтно-климатическую зону, являющуюся аналогом псилофитового ландшафта по А. И. Перельману [260].

Конкретного материала, характеризующего автохтонную седиментацию в протовлажно-тропической зоне, еще очень мало. Можно указать на формирование примитивных, вероятно, гидрофильных почв, известных в аллювиальных дельтовых отложениях верхнего девона Горного Алтая. Эти почвы мощностью до 0,7 м состоят из двух горизонтов, нижний из которых представлен серо-зеленым известковистым алевролитом комковатого строения, содержащего вертикально расположенные отпечатки (?) стволов растений, а верхний — аналогичным алевролитом, имеющим мелкие (до 1—2 см в диаметре), неправильные по форме ортштейноподобные стяжения красных и буро-красных окислов железа. В прибрежной зоне автохтонными продуктами, свидетельствующими о существовании наземной флоры, являются угли, установленные в среднем девоне Барасского района (Кузнецкий бассейн). Они образуют сложнопостроенный пласт мощностью до 4,8 м и относятся к сапромикситовому типу [336]. Угли залегают в песчанико-аргиллитовой толще, перекрывающей красноцветы нижнего девона и сменяющейся выше верхнедевонскими красноцветными образованиями. По простиранию угленосные отложения переходят в известняки с морской фауной.

Большой материал накопился по автохтонным образованиям протосаванной зоны девона. Прежде всего выделяются продукты выветривания, отражающие определенный уровень разрушения исходного субстрата (гидрослюда, монтмориллонит и др.), перекрытые в случае изменения кристаллических пород аркозовым терригенным материалом. Такие разрезы известны в Приазовье [100]. Близкий тип установлен на отложениях ярской свиты силура Среднего Приангарья [129], однако при переотложении продуктов выветривания осадочных пород они в отличие от случая с кристаллическим субстратом обогащаются кварцем.

В отложениях протосаванной зоны обычно отмечаются почвоподобные продукты, распространенные в красно- и пестроцветных песчаных сериях аллювиального происхождения. Почвоподобные горизонты пред-

ставляют собой зернистые карбонаты, цементирующие обломочный материал, нередко коррозированный кварц. Эти горизонты почв служат показателями замедленной седиментации, а также средних годовых температур и количества атмосферных осадков [416].

Ландшафтные условия протосаванного типа могли сохраниться в течение позднего палеозоя, а возможно, и в начале мезозоя в обстановке возвышенных участков рельефа, лишенного растительности. К продуктам этой ландшафтно-климатической зоны, вероятно, относятся своеобразные почвенные продукты, описанные в пермских отложениях Приуралья [261]. Ископаемые почвы этого района представлены известковыми пестроцветными образованиями, которые сформировались в переменнно-влажных, лишенных растительности условиях водоразделов.

Осадками озер в пойме следует признать глинистые образования, содержащие то или иное количество карбонатного материала. П. Френд и М. Муди-Стьюарт [494] охарактеризовали такие отложения в красноцветном аллювии девона Шпицбергена. Известковистые аргиллиты с прослоями мергелей мощностью до 2 см содержат остатки остракод и харовых водорослей, остатки рыб, трещины усыхания, в них встречена примесь доломита. Известковистые конкреции с доломитом распространены в песчано-алевролитовых осадках. Эти отложения рассматриваются как продукты пойменной седиментации в засушливые межпаводковые сезоны.

В приморской полосе обстановка протосаванной зоны корректировалась физико-географическими условиями в области дельт, а вне их — влиянием морского климата. В дельтовых осадках сохраняется гематитовый пигмент, а местами отмечаются кремнистый, кальцитовый, доломитовый и ангидритовый (гипсовый) цементы [525].

Влияние морского климата на осадки протосаванной зоны вне крупных дельт наблюдается в формировании новообразований доломита и сульфатов кальция в красноцветных песчано-глинистых пачках, которые могут ассоциироваться с озерными известняками, а также с осадками лагун, сохранивших частичную связь с морским бассейном, представленными пестроцветными сланцами с ангидритом и доломитом [624].

Примером продуктов местной водной седиментации в условиях протопустыннотропической зоны может служить разрез девонских пролювиальных и золых отложений в серии Кахербла на п-ове Дингл в Ирландии. Осадками мелких временных потоков (ручьев) являются песчаники и алевритистые аргиллиты, выполняющие промоины глубиной до 2,5 и шириной до 25 м [523]. По составу они мало отличаются от вмещающих золых песчаников и аргиллитов. Перемытые продукты обладают несколько меньшими размерами обломков и обогащаются слюдами.

Ранний карбон явился той эпохой, когда растительность заселила значительные пространства равнин с влажным и жарким климатом. При существовании такого достаточно однообразного тропического климата формируется единая палеовлажнотропическая ландшафтно-климатическая зона, которой кроме высокой влажности и значительной среднегодовой температуры (не ниже $+25^{\circ}\text{C}$) свойственны лепидофитовые леса, являющиеся первым типом лесов тропических областей. Элювиальные продукты в этой зоне представлены почвами с каолинитом, сохранившимся часто в виде тонштейнов. Элементы лесного тропического ландшафта — заболоченные участки, ставшие резервуарами для накопления растительных масс и сформировавшиеся затем в пласты угля [610]. Меньшей залесенностью, вероятно, отличались участки с несколько пониженной влажностью. Не исключено, что они занимали более возвышенные участки. Именно в этой зоне в раннем карбоне максимально проявлялись процессы выветривания, следы которых фиксируются в виде скопленных каолинита, а местами окислов железа и алюминия [174, 683]. Аллювиальная стадия выветривания для раннего карбона отмечается во многих районах мира (Воронежская антеклиза, Северо-Онежский и Тихвинский районы, Южный Урал и др.). Соединения алюминия в них представлены гиббситом, диаспором и корундом, образовавшихся в последние стадии формирования

кор выветривания. Разрушение пород выветриванием происходило в условиях переменной влажности гумидных тропиков (переменновлажнотропической зоны). Элювиальные бокситы приурочены к возвышенным участкам слабо всхолмленной равнины [247, 362].

Переотложенные продукты накапливались на склонах возвышенностей, в оврагах, долинах рек, в близлежащих озерных водоемах (бокситы и сопровождающие их глины), а также в речных долинах в виде кварцевых песков с каолиновым, гидрослюдистым, реже монтмориллонитовым цементом. Захоронение аллитовых продуктов могло происходить также в озерах, среди плов которых было много органического вещества. Такие водоемы могли располагаться в приморской зоне, местами являясь бассейнами, еще не потерявшими полностью связь с морем [315].

Во второй половине карбона и в перми ландшафтно-климатическая обстановка усложнилась. Обособились две зоны лесных ландшафтов: палеовлажнотропическая и палеовлажноумеренная. В лесах первой основной компонентами стали древовидные плавуновые с подлеском из папоротников и птеридоспермов, а на более влажных участках — каламиты. В перми их сменяют голосемянные, хвойные, появляются гинкговые и цикадофиты [46]. Процессы выветривания и почвообразования в зоне, включающей области с переменной влажностью, достаточно разнообразны. Характерным почвенным продуктом по-прежнему является каолиновый элювий с аллитами, а среди осадочного материала отмечаются каолиновые глины, бокситы и угли [11, 130, 135, 186].

Области перехода зоны палеотропиков и морских побережий наиболее изучены в устьях крупных рек. В этих дельтовых участках распространялись озерные, заболоченные участки, часто с зонами застойных вод, а также водоемы, вероятно периодически соединявшиеся с опресненным морским бассейном. Следы этих водоемов сохранились в виде пластов углей со стяжениями сульфидов железа и слоев известняков [429, 441, 476, 484]. Влияние ландшафтно-климатической зоны рассматриваемого типа отмечается в характере морской седиментации [538]. Пример такого влияния — формирование бокситовых залежей карстового типа на карбонатных осадках московского яруса Южного Тянь-Шаня.

Участки смыкания палеовлажнотропической и палеосаванной зон, которые можно выделить как палеопеременновлажнотропическую зону, несут разнородные автохтонные элементы — угленосность, бокситоносность, красноцветность и карбонатность. Ассоциация угленосных осадков и бокситов отмечена Ю. К. Горецким [83]. Можно указать на распространение этой ассоциации в Припятском [3], Сиднейском [562] и других бассейнах. Сюда могут приурочиваться скопления рудных элементов — цинка и меди [400]. Переслаивание угленосных пестроцветных отложений известно в нижнем карбоне Верхнесилезского бассейна [468].

Палеовлажноумеренная ландшафтно-климатическая зона была распространена в пределах Ангариды. Отложения зоны содержат остатки кордаитов. Господство кордаитовых лесов, заселявших области с «умереннотеплым и влажным» климатом, продолжалось на этой территории до конца перми. Здесь формировались почвы, имеющие облик комковых, оскольчатых глинистых алевролитов или алевритовых аргиллитов серого, темно- или зеленовато-серого цветов, с участием ожелезнения в верхней части профиля. Каолинизация наблюдается реже и обычно связана с прослоями пеплового материала.

Автохтонные осадочные продукты этой зоны представлены веществом углей и карбонатами. Прослой мергелей и глинистых известняков особенно часто встречаются в осадках приморской равнины. Примером может служить разрез верхнепалеозойских озерных аргиллитов Горловского угленосного бассейна, в котором глинистые и мергелистые породы с неморскими двустворками и флорой палеовлажноумеренной зоны залегают на толще детритусовых известняков. Этот разрез показывает, что палеовлажноумеренная ландшафтно-климатическая зона, рассматриваемая как «кордаитовая тайга» умереннотеплого климата, по температурному режиму

скорее всего отличалась от современного стандарта лесов умеренной климатической зоны. Располагаясь вдоль побережий теплых, вероятно, субтропических морей с карбонатным типом осадков, лесная ландшафтно-климатическая зона в верхнем палеозое занимала области со среднегодовыми температурами, приближающимися к таковым современных субтропиков. В таком случае среднегодовые температуры в палеовлажнотропической зоне могли превышать те, которые имеют место в современных экваториальных лесах. Признаки сезонных колебаний, отмечаемые в древесных растениях из палеовлажноумеренной зоны, объясняются температурными изменениями в высоких широтах, особенно резко проявляющимися в районах с продолжительной полярной ночью [46].

В карбоне, вероятно, обособляется палеосаванный тип ландшафта. Его выделение затруднено тем, что признаки различия осадков протосаванной (лишенной растительности) и палеосаванной (с редкой растительностью) зон пока не разработаны. Ими могут быть следы растительности в осадках и почвах, которые встречаются очень редко. Общая характеристика этих зон следующая. Продукты выветривания проявляются в виде почв на исходных, докарбонных породах, содержащих гидрослюда, монтмориллонит и хлорит, гидроокислы железа, реже каолинит и карбонаты [663]. Эти же минералы известны в терригенных осадках [293]. Почвы в разрезах красноцветных аллювиальных толщ представлены горизонтами карбонатных или кремнисто-карбонатных пород мощностью до 2 м и более [564, 647]. Отмечено, что почвенные горизонты занимают вполне определенное место в разрезе аллювиальных красноцветов, приурочиваясь к верхней части аллювиальных ритмов (циклотем). По составу эти образования представляют собой агрегат гидроокислов железа и кальцита, иногда встречается доломит. Карбонатное вещество выполняет поровое пространство терригенных пород, замещая местами обломки. Озерные осадки в аллювиальных толщах состоят из кальцита. В них встречаются остатки водорослей, остракод, двустворок и т. д. [464].

При переходе прото- и палеосаванной зон в морские отложения красноцветные осадки кроме карбонатов могли обогащаться сульфатами кальция и галитом. Такие ассоциации установлены, например, в пермских отложениях банки Леман и Соул-Пит (Великобритания), причем цементации в аридных условиях подвергаются не только водные осадки, но и распространенные здесь золотые пески [503]. В постседиментационную стадию в этих породах формируются полевые шпаты, кварцин, гидрослюда, происходит доломитизация кальцита и переход гипса в ангидрит.

Пустыннотропические обстановки существовали в девоне, карбоне и перми Северной Америки, Великобритании, Восточной Европы, Азии. Их следы представлены дюнными песчаниками, конгломератами типа вади и т. д. [502, 609]. Однако автохтонные продукты, вообще слабо распространенные в осадках пустынь и полупустынь, сохраняются редко. Они образованы известковыми корками типа каличе, карбонатными конкрециями, прослоями известняков и доломитов. Новым элементом, отсутствующим в осадках протопустыннотропических зон, являются эвапориты, известные в Чуйской впадине (Киргизия). По данным С. Б. Бакирова [14], в разрезе нижней и верхней перми выделяются ритмичные пачки, в которых снизу вверх наблюдается смена терригенно-карбонатных пород с линзами и включениями сульфатов (гипса и ангидрита) терригенно-сульфатными, а затем тонкозернистыми терригенными, сульфатными и соляными породами. Пласты каменной соли достигают 28,4 м, но обычно их мощности измеряются первыми метрами. Генезис солей континентальный. На это указывают: 1) загрязнение сульфатного и галитового материала терригенным, обычно золотым, 2) присутствие глауберита, 3) мелководность осадков, содержащих следы взмучивания, трещины усыхания и т. д., 4) бедность калием и др. С. Б. Бакиров считает, что соли и сульфаты накапливались в условиях водоемов конечного стока пустынных и полупустынных областей. Растворенные соли поступали вместе с временными потоками.

В конце палеозоя выделяется пустыннополярная зона, охватывающая области распространения ледниковых (?) верхнекарбонных — нижнепермских отложений (Бразилия, Южная Африка, Индия, Австралия и др.) [86, 451, 488, 489]. Автохтонные образования в этих отложениях изучены недостаточно. В нижнепермских отложениях Австралии отмечается карбонатность, а в ледниковых образованиях Индии известны находки раковин континентальных двустворчатых моллюсков [300]. Присутствие последних дает основание различать протозоны докембрия — раннего палеозоя от палеоаналога пермокарбонного возраста.

В мезозое и кайнозое достаточно подробно изучены климатические особенности, растительный и животный мир, а также состав автохтонных продуктов [46, 300, 408]. Намечается три основных этапа развития ландшафтно-климатических зон: 1) триас — сеноман, 2) сенон — ранний олигоцен и 3) поздний олигоцен — голоцен. Они различаются температурным режимом, характером растительности, составом почв и осадочного автохтонного материала.

Первый этап характеризовался достаточно высокими среднегодовыми температурами, при которых могли существовать мезоаналоги современных ландшафтно-климатических зон, за исключением степной, тундровой и пустыннополярной.

В течение первого этапа среднегодовые температуры были выше $+15^{\circ}\text{C}$, а в зимние периоды температура не опускалась ниже 0°C . Для этого этапа выделяются мезоварианты влажнотропической, переменновлажнотропической, саванной, субтропической, влажносубтропической, влажноумеренной и пустыннотропической зон. Мезовлажнотропическая зона, например, существовала в Евразии, где занимала обширные пространства на всех континентах. В триасе, для которого характерен температурный максимум, тропические леса были развиты в Юго-Восточной Азии, Австралии, Центральной Америке. В ранней и средней юре леса с циклофитами и древовидными папоротниками распространились на Среднюю и Центральную Азию, Австралию, Центральные Африку и Америку, в поздней юре — неокоме — на Юго-Восточную Азию, Австралию и Центральную Америку, а в апт-сеномане — на Южный Китай, Индокитай, Индонезию и прибрежную зону Индии.

Выветривание и почвообразование, интенсивное в этой зоне, носило сиаллитный, реже феррисиаллитный характер. Среди продуктов выветривания много минералов группы каолинита. Автохтонный осадочный материал представлен переотложенными продуктами выветривания, богатыми растительными детритом, в приморских районах известны угленосные отложения. Характерно присутствие карбонатных прослоев, остатков моллюсков и динозавров.

Для рассматриваемого этапа особенно характерна переменновлажнотропическая зона. Она развивалась главным образом в конце триаса и в апт-сеномане. Растительность этого времени была представлена разреженными ксерофитными лесами с травяным подлеском. Интенсивное выветривание носило четко выраженный ферриаллитный тип. В это время формируется Евразийский бокситоносный пояс [41].

Мезосаванной зоне свойственна ксерофитная растительность, занимающая область вокруг водоемов (побережья рек, озер и т.д.). Фауна здесь представлена остракодами, филлоподами, моллюсками, рыбами, амфибиями и рептилиями. Выветривание носило окислительный, щелочной характер. Среди продуктов выветривания и почвообразования распространены окислы и гидроокислы железа, монтмориллонит, гидрослюда, реже каолинит. Осадочные продукты переыва элювия красно- и пестроцветны, содержат линзы пресноводных озерных известняков с фауной. Примерами осадков мезосаванной зоны могут служить пестроцветные толщи неокома Западно-Сибирской плиты [144].

Мезосубтропические и мезовлажносубтропическая зоны изучены недостаточно. Они выделяются в триасе и юре и раннем мелу в пределах севера Русской платформы, в Сибири, в Средней Азии, Афганистане, Австра-

Рис. 5. Схема распространения некоторых автохтонных компонентов в продуктах кор выветривания и осадках континентальных ландшафтно-климатических зон влажнотропического типа.

1 — каолинит; 2 — минералы группы монтмориллонита; 3 — гидрослюда (иллит) и хлориты; 4, 10 — диаспор и бемит; 5 — гибсит; 6 — алюмогель; 7 — альбит и кварц; 8, 14 — окислы и гидрокислы железа; 9 — карбонаты; 11 — гибсит и алюмогель; 12 — обломочный кварцевый материал; 13 — обломочный каолинит; 15 — сапромикситы; 16 — органическое вещество в осадках.

тайской складчатой области, на Енисейском крыже, в Восточной Сибири, возможно, в пределах влажнотропической зоны (Индостан и др.).

Образования зоны саванн изучены еще очень слабо. Вероятно, к ней

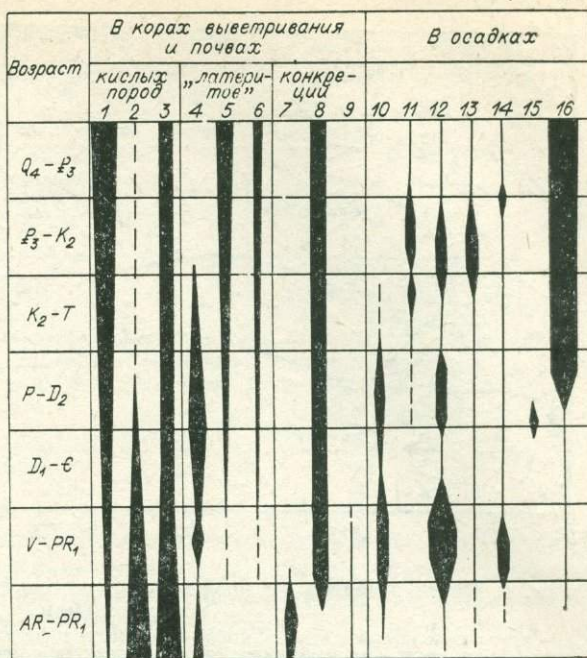
следует отнести область, описанную [300] как внешняя умеренно аридная (Центральный Казахстан, Северная Джунгария, Южная и Восточная Монголия, Южное Забайкалье, Барга, Чахар, Хэбэй, Сычуань, Центральный Китай и Северный Тибет). В этой области распространены красноватые аллювиальные осадки с известковыми конкрециями, содержащие динозавровую (поздний мел) и бронтотериевую (палеоген) фауны, рассматриваемые как аналог долинного комплекса африканских саванн.

Примерами осадков влажной субтропической зоны кайнозойского типа являются верхнемеловые и палеогеновые отложения Сибири. Они представлены светло-серыми кварцевыми и олигомиктовыми песками с каолинито-гидрослюдистым цементом, белыми и серыми глинами с прослоями углистых, бокситоносных глин и окремненных пород. Иногда в этих толщах встречаются горизонты пестроцветных глин. Ископаемые почвы и внутриформационные коры выветривания (неоэлювий), известные в Казахстане и Западной Сибири, представлены горизонтами каолинито-гидрослюдистых глин и алевролитов, содержащих корневые остатки древесных и травянистых растений. В осадках зоны присутствуют растительные остатки, включающие представителей как тропических, так и листопадных флор.

Влажноумеренная зона, по характеру растительного сообщества близкая субтропической, установлена в Северном и Южном полушариях. Она отличается интенсивным угленакоплением, площади которых, однако, сокращались в палеогене. В угленосных отложениях распространены ископаемые почвы с гидрослюдисто-монтмориллонитовой ассоциацией глинистых минералов, сидеритовые конкреции и прослои пресноводных известняков.

Последний этап (поздний олигоцен — голоцен) характеризовался прогрессирующим похолоданием, перестройкой климата по типу, приближающемуся к современному. Здесь отмечается сокращение площадей распространения влажнотропической, переменновлажнотропической, саванной зон, появлением пустынноумеренной, степной, тундровой и пустыннополярной зон. Можно указать также на широкое развитие миоценового угленакопления, проявившегося как во влажнотропической, так и во влажноумеренных зонах.

Приведенный обзор показывает направленное развитие ландшафтно-климатических зон и их продуктов — индикаторов, позволяющих рас-



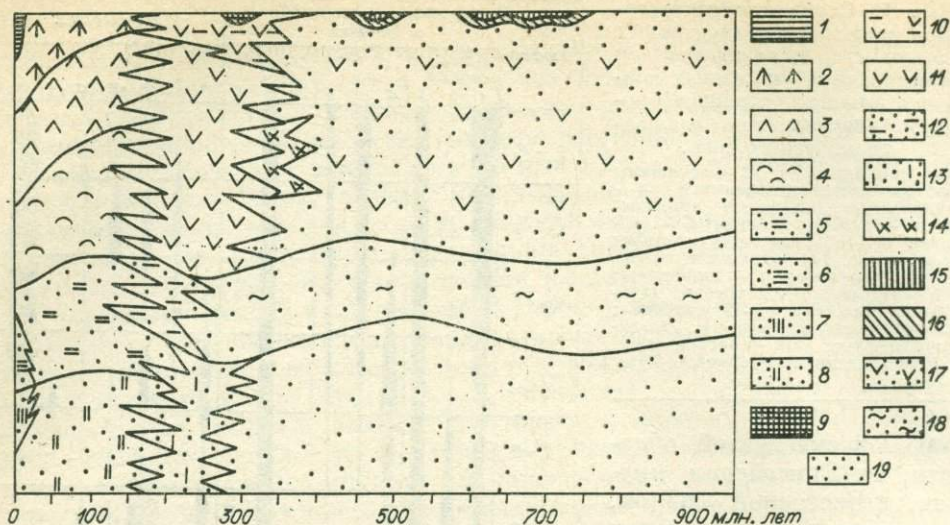


Рис. 6. Схема развития ландшафтно-климатических зон на суше в геологической истории Земли.

1 — пустыннополярная и ее нео-, кайно- и мезогомологи; 2 — влажноумеренная и ее нео-, кайно- и мезогомологи; 3 — влажнотропическая, влажнотропическая и их нео-, кайно- и мезогомологи; 4 — переменновлажнотропическая, субтропическая и их нео-, кайно- и мезогомологи; 5 — саванная и ее нео-, кайно- и мезогомологи; 6 — степная и ее неогомолог; 7 — пустынноумеренная и ее неогомолог; 8 — пустыннотропическая и ее нео-, кайно- и мезогомологи; 9 — палеопустыннополярная; 10 — палеовлажноумеренная; 11 — палеовлажнотропическая; 12 — палеосаванная; 13 — палеопустыннотропическая; 14 — протовлажнотропическая; 15 — протопустыннополярная; 16 — протовлажноумеренная; 17 — протовлажнотропическая; 18 — протосаванная; 19 — протопустыннотропическая.

шифровать условия древней седиментации. На рис. 5 приведено распространение во времени наиболее характерных автохтонных компонентов для влажнотропического типа ландшафтно-климатических зон (рис. 6).

Ландшафтно-динамические зоны

Типизация ландшафтно-динамических зон на суше основана на двух показателях: физическом состоянии среды седиментации (воздух, вода, лед) и на характере движения самой среды. Их сочетания позволяют выделить семь вариантов комбинаций этих параметров (табл. 25).

Золотая зона (воздушная среда с поступательным типом движения среды)

Областями максимального проявления процессов переноса терригенных частиц в воздушной среде являются побережья морей, океанов, крупных озер, а также пустыни и приледниковые области, т. е. территории, почти лишённые растительности [415]. Материал перемещается в результате взаимодействия сухого песка и воздушного потока, причем возникает ветропесчаный поток [263]. Движение частиц осуществляется тремя способами: скольжением или перекатыванием, скачкообразным движением (сальтацией) и во взвешенном состоянии.

При первом способе, который тесно связан со вторым, частицы подвергаются ударам зерен, перемещающихся скачкообразно. Это вызывает перемещение скольжением и перекатыванием. При большой скорости ветра и частых ударах в движение этим способом приходят зерна, по диаметру превышающие сальтирующие обломки в десятки раз.

Транспортировка материала путем сальтации предполагает движение отдельных зерен прыжками на некоторое расстояние [292]. Основными причинами передвижения этим способом являются скорость ветра, размеры частиц, сопротивление сальтации и характер поверхности, вдоль

Схема типизации ландшафтно-динамических зон и субзон континентальной седиментации

Среда	Преобладающий характер движения среды			
	прерывисто- поступатель- ный	устойчиво- поступа- тельный	колебатель- ный	статический
Воздушная	Эоловые зоны		—	Гравитационные зоны (осыпи, обвалы и др.)
Водная	Пролю- впальные зоны	Реч- ные зо- ны	Прибреж- ные озер- ные субзо- ны	Водно-гравитацион- ные (старичные и глу- боководно-озерные) субзоны
Ледовая	Ледниковые зоны		—	—

которой перемещаются частицы. Для современных физических условий атмосферы отношения между сальтацией и диаметром частиц показаны на рис. 7. Разница между скоростью ветра, необходимой для начала скачкообразного движения, и скоростью, достаточной для поддержания такого перемещения (пороговая скорость при воздействии столкновения), составляет около 20%.

При перемещении частиц скачкообразно из-за разности в плотности зерен и воздуха, а также в результате столкновений возникает расход энергии ветра. Он связан с твердым расходом эолового материала, проходящим через полосу определенной ширины в единицу времени. Количественно твердый расход рассчитывается с помощью следующей формулы [292]:

$$i_p = K_4 \sqrt{\frac{d}{D} \cdot \frac{\rho}{g} \cdot V_x^3},$$

где i_p — интенсивность транспортировки песка в секунду в полосе с удельной шириной; K_4 — безразмерный коэффициент (для хорошо отсортированного — 1,5, для дюнного — 1,8, для разнозернистого — 2,5); d — средний диаметр транспортируемого песка; D — средний диаметр стандартного песка, принимаемый за 0,25 мм; ρ — плотность воздуха; g — ускорение силы тяжести; V_x — срывающая скорость ветра.

Характер поверхности играет существенную роль при сальтации материала. При уплотненной каменной поверхности, существовании закрепленных глыб или гальки перемещающиеся частицы, ударяясь о них, теряют меньше энергии, что увеличивает траекторию и высоту прыжков. Соответственно растет и твердый расход. Если на твердой поверхности возникает локальное скопление эолового материала, то при падении на него частиц будет выбиваться больше зерен, что также увеличивает твердый расход и сопротивление сальтации. Последнее, в свою очередь, приводит к падению скорости ветра и увеличению площади осадка. В случае обработки ветром участка с плохосцементированным или рыхлым материалом удаляется более мелкий материал и накапливаются более крупные частицы (вариант с каменной поверхностью).

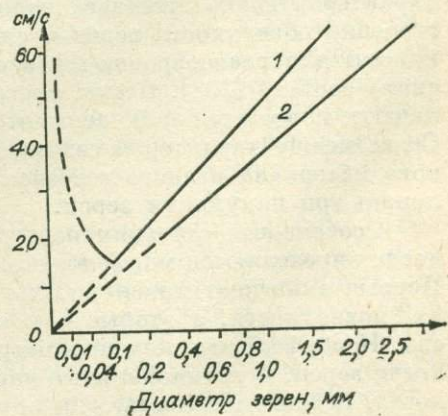


Рис. 7. Пороговая скорость начала сальтации (1) и сохранение ее под воздействием соударения (2) [292].

Перенос во взвешенном состоянии характерен для мелких фракций. Ему свойственно продолжительное пребывание материала в среде осадко-накопления, которое может измеряться днями, месяцами и годами, а также большими расстояниями переноса. Последние соизмеримы с длиной окружности меридиана Земли, что было прослежено на пепловом материале современных вулканических извержений.

Продуктами эоловых зон являются скопления остаточного крупно-обломочного материала, песчаные дюны, лессы, а также прослой эоловых песков и алевритов среди осадков другого генезиса. Крупные частицы накапливаются в результате выдувания мелкого материала. Остаточный материал предохраняет участок от дальнейшей дефляции.

Осаждение песчаного материала имеет место при падении скорости ветра, при сокращении масштабов переноса (волочении или сальтации) или при встрече потока с препятствием. Скопления эолового материала образуют гребни (поперечные или продольные) и барханы [292]. Поперечные гребни возникают при поверхностном волочении, когда образуется слой грубозернистого песка. Его формирование объясняется тем, что существующая сила ветра является величиной, достаточной для сальтации мелких зерен, но малой для перемещения более крупных зерен. Последние волочением достигают гребня, за которым их движение останавливается. В случае неустановившегося движения ветра над дефляционной поверхностью, покрытой слоем песка, возникают завихрения, которые при сильном ветре выносятся на каменистые участки песчаный материал, образуя полосы, вытянутые в направлении движения потоков.

Формирование барханов начинается с заполнения галечно-гравийной, дефляционной поверхности песком. При спаде скорости ветра или изменении его направления скопления песка возрастают, возникает подветренный склон, который, увеличиваясь до размеров, превышающих длину скачков сальтирующих зерен, создает условия для фиксации зерен на его поверхности. Большая часть зерен скапливается в верхней части склона. В момент, когда наклон поверхности превысит угол естественного откоса, происходит осыпание материала и его перемещение в направлении движения ветра.

Эоловая среда седиментации широко распространена в пустынях, по берегам океанов, морей, крупных рек и озер, а также вдоль края ледников. Существующая точка зрения о широком развитии эоловых осадков в пустынях нуждается в коррективе, так как современные пустыни относятся преимущественно к территориям с каменистой почвой. Так, на Аравийском полуострове площадь песков равна 28%, а в Сахаре всего 10% [292].

Наиболее характерными формами эоловых аккумулятивных накоплений являются дюны (табл. 26).

Изучение структур и внутренних текстур эоловых продуктов имеет особо важное значение, так как в ископаемом состоянии, как правило, морфология тел, созданных ветром, не сохраняется. Основные элементы, характеризующие генезис эоловых осадков, — механический состав, строение поверхности зерен и слойчатость. Существуют многочисленные приемы для расшифровки генезиса обломочного материала по механическому составу [292]. Пески, слагающие дюны, в большинстве случаев обладают положительной асимметрией, достаточно хорошо сортированы. Связь между характером седиментации и конкретными смесями обломочного материала разного генезиса выявил Г. Вишер [53], который предложил три популяции зерен.

Особенности строения поверхности зерен вообще и эоловых в частности определяются морфологическими и функциональными параметрами. Первые включают признаки, характеризующие форму зерен и строение их поверхности, а вторые — поведение частиц в динамических процессах. К морфологическим параметрам относятся форма и характер поверхности зерен. Функциональные параметры включают сферичность, окатанность, перекатываемость, для определения которых предложены различ-

Главные типы современных дюн [292]

Типы дюн	Морфологические особенности	Связь с направлением ветра
Поперечные	Явно асимметричные в разрезе: на заветренной стороне обширные склоны осыпей	Центральные части дюн расположены поперек преобладающего направления ветра
Барханы	Форма серпа; размеры различны: высота до 30 м, расстояние между рогами до 400 м	Рога выдвинуты согласно с направлением ветра
Параболические	То же	Рога выдвинуты в сторону, противоположную направлению ветра
Прямые	Хребты на больших участках прямые или слегка волнистые; размеры обычно большие, высота до 10 м, длина до нескольких сотен метров, а иногда и несколько километров	Склон осыпи расположен перпендикулярно направлению преобладающего ветра
Продольные сейфы	Длинные вали с второстепенными кульминациями на гребне; размеры большие: высота до 200 м, ширина до нескольких километров, длина обычно 20—200 км, склоны осыпей сравнительно невелики, вблизи гребня	Удлинены согласно с равнодействующим вектором доминирующих ветров
Сложные	Имеют различные формы (пирамидальные, звездообразные, куполовидные и т. д.); одна или несколько вершин, к которым боковые гребни сходятся радиально или нерегулярно; размеры различные, зачастую большие; ширина и длина примерно равные, до 5 км, высота до 250 м, склоны осыпей часто бывают небольшие по сравнению с высотой дюны	Связаны с ветрами различных направлений

ные приемы [288, 443, 608 и др.]. При диагностике эолового материала внимание уделяется изучению особенностей ультраструктур в сканирующем электронном микроскопе, позволяющему выявить характер механической обработки зерен [540, 545, 600]. В частности, эоловым осадкам свойственны формы типа «эоловой оспы», выраженной рядами ямок и углублений, следами стачивания граней зерен, структуры десквамации (отслаивания) и т. д.

Состав эолового материала полностью отражает минеральные ассоциации развиваемых пород. Например, пески пустынь Австралии относятся к кварцевому типу, а обломки в песках азиатских пустынь обогащены полевыми шпатами и кварцитами. По сравнению с исходными породами аллохтонный эоловый материал несколько богаче минералами, устойчивыми к процессам истирания, а также минералами с повышенным удельным весом [297, 414]. Аналогичная наследственность состава наблюдается и в глинистых фракциях [88].

Текстурные особенности проявляются, как было отмечено выше, в виде слоистости (слойчатости) диагонального типа с преобладанием таблитчатой плоской и клиновидной плоской. Примером корреляции типа слоистости (слойчатости) и типом скопления эолового материала могут служить данные Е. Мак-Ки [576] по современным дюнам Уайт Санде (табл. 27).

Продукты переноса ветром во взвешенном состоянии чаще всего представлены лессами или лессовидными суглинками, которые известны в

Типы диагональной слоистости (слоячатости) в днах Уайт Сандс, Нью-Мексико [576]

Диагональная слоистость (слоячатость)	Днона			Параболическая
	Куполовидная	Поперечная прямая	Бархан	
Таблитчатая плоская (с сопутствующими горизонтальными или слабонаклонными границными поверхностями)	Обычные (0,3—1,5 м)	Обычные (обычно 0,6—1,5 м)	Господствующие (обычно 0,6—1,5 м)	Обычные (обычно 0,6—1,5 м)
	Многие, переход в клиновидный тип (максимум 3,3 м в нижней части дна)	Господствующие (максимум 6 м)	Обычные (максимум 4,8 м)	Многие (мощность не определена)
Таблитчатая плоская (с сопутствующими умеренно- или крутонаклонными границными поверхностями)	Многие, переход в крутонаклонную пластовую плоскую	Редкие, маломощные, таблитчатые серии заканчиваются клиновидно	Редкие, маломощные, таблитчатые серии заканчиваются клиновидно	Многие (длина 1,5—3 м, ширина 0,3—0,6 м)
	Немногие, фестоначатый тип (ширина 0,6—6 м, глубина 0,3—0,9 м), симметричные	Мало, главным образом фестончатые (ширина 0,6—7,5 м, глубина 0,9—1,2 м), симметричные	Мало, главным образом симметричные	Встречаются единичные (ширина 7,5—9 м, глубина 0,9—1,2 м), симметричные
Желобчатая (мульдовидная)				

Примечание. Цифры в скобках — мощность серий.

плейстоценовых и голоценовых осадках Азии, Европы и Северной Америки. Линзы и прослои тонкозернистых осадков эолового происхождения, сложенные вулканокластическим материалом, установлены не только в вулканически активных областях, но и на расстояниях в сотни и тысячи километров от них.

Вероятность сохранения эоловых осадков в ископаемом состоянии сравнительно мала. Кроме того, прямых признаков для диагностики продуктов деятельности ветра также немного. К их числу относятся [292 и др.]: 1) преобладание крупных серий диагональной слоячатости с углами падения слоев в 20—35° и наклонными границами между сериями, 2) средняя или высокая степень отсортированности песчаного материала, 3) преобладание зерен, имеющих на поверхности матовую неровность и дырчатость, 4) наличие эоловых многогранников, 5) отсутствие или малые содержания слюды, 6) отсутствие корреляционных уровней, 7) наличие несогласия по отношению как к перекрывающим, подстилающим, так и к боковым, фациально замещающим осадкам.

Следующим шагом диагностики следует считать разграничение эоловых осадков пустынь и побережий крупных бассейнов. Наиболее достоверные критерии содержит фациальный анализ, дающий основание проследить переходы между эоловыми осадками, с одной стороны, и осадками крупных озер и морей или мелких водоемов, рек и временных потоков — с другой.

Примеры эоловых осадков древних пустынь достаточно многочисленны. Они известны в формациях позднего докембрия и фанерозоя

всех континентов. Однако возрастное распространение отличается одной особенностью — встречаемость пустынных терригенных осадков возрастает от позднего докембрия к перми. Однозначного объяснения этому феномену пока нет. Их вариантами могут быть следующие предположения: 1) более древние осадки хуже изучены, 2) влажность и влагообмен атмосферы в докембрии и раннем палеозое были таковыми, что являлись неблагоприятными для эоловой деятельности.

Наиболее древние эоловые песчаники с крупной косою слоистостью известны из свиты Мактабенг подсерии Ватерберг Северного Трансваала в Южной Африке [579]. Следы эолового материала отмечены в прибрежно-морских кварцевых песчаниках докембрия Южной Индии [422]. Он также установлен в отложениях нижнего палеозоя и девона Ирландии, Канады, Прибалтики и других районов [348, 523, 580]. Интересен факт обнаружения лесситов в верхнем докембрии Северной Норвегии и Шпицбергена, связанных с гляциальными образованиями [474]. Они представлены тонкослойными малоглинистыми алевритами с хорошо сортированными обломками.

Для позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя осадки эоловой среды седиментации установлены значительно шире как в Европе [200, 439], так и в Азии [47, 300], Северной Америке [623], Африке и Австралии. Вероятно, с конца палеозоя дифференциация ландшафтно-динамических зон приобрела вид, близкий современному.

Гравитационная зона (воздушная среда со статическим типом движения)

Процессы перемещения масс горных пород в воздушной среде под влиянием силы тяжести широко распространены на поверхности суши. Среди них можно различать собственно-гравитационные и гравитационно-вулканические субзоны.

К первому типу относятся те процессы, которые ведут к перемещению материала по склону только под влиянием силы тяжести. Такие передвижения носят название оползней, обвалов и осыпей. Наиболее быстрые, нередко имеющие катастрофический характер, происходят в горных районах. В. С. Федоренко [344] на примере бассейна р. Зеравшан показал, что интенсивное образование оползней начинается в районах с высотами более 400—500 м и крутых склонах ($20-25^\circ$ и более). Этому способствует также развитие мощных горизонтов продуктов выветривания, а кроме того, землетрясения. В этих условиях перемещаются значительные объемы горных пород, исчисляемые миллиардами кубических метров. В. С. Федоренко приводит примеры стадийности формирования оползня: 1) оползни центральной части склона, 2) оползни на гребне и 3) у вершин протяженных склонов. После третьей стадии оползни развиваются по обвально-осыпному и осыпному типу.

Продуктами гравитационных зон являются брекчии, а в случае перетолжения более древних осадочных пород и осадков — их аналоги (галечники, пески и т. д.). Н. Б. Вассоевич [45] выделил следующие типы гравитационных брекчий, возникших в субэаральных условиях: 1) обвалов, 2) осыпей, 3) оползней и 4) солифлюкционные. Они различаются только в условиях залегания, которые можно наблюдать для современных осадков. В ископаемом состоянии обычно выделяются брекчии обвалов и оползней. В частности, брекчия обвала мелового возраста (мощность 100—150 м) установлена в западной части Алайского хребта (Памиро-Алай). Сложена она глыбами (до 2 м и более) девонского известняка.

Более многочисленны следы мелких оползней, связанных с почвами, корами выветривания, выходами на поверхность пластов углей и т. д. Здесь в условиях резкого различия состава обломков оползней и вмещающих пород они достаточно легко диагностируются в отложениях разного возраста.

Часто обвалы и осыпи встречаются по берегам водоемов (реки, озера, моря). В этих случаях при быстром захоронении материала возникают смешанные по происхождению осадки, состоящие как из компонентов воздушной гравитационной среды, так и частиц, испытавших переработку в водной обстановке.

Продукты гравитационно-вулканической субзоны представляют собой туфобрекчии, образовавшиеся в результате выбросов вулканов и не испытавшие сколько-нибудь заметного перемещения по поверхности суши. Их состав определяется типом извержений, а размером обломков — интенсивностью взрыва. Особенностью поверхности обломочного материала этого генезиса является наличие корок спекания, образовавшихся в результате контакта с газами атмосферы. Такие корки, содержащие новообразования гематита, известны с докембрия.

Реконструкция древних условий воздушной гравитационной седиментации, вероятно, должна строиться на предположении о повышенном давлении в надповерхностных условиях Земли в прошлом. В этой обстановке можно предполагать замедление процессов как передвижения обломков по земной поверхности, так и уменьшение скорости осаждения материала из атмосферы.

Пролувиальная зона (водная среда с прерывисто-поступательным типом движения)

Этот тип зональной среды седиментации включает водную массу с большим количеством взвешенного материала, имеющую прерывисто-поступательный характер движения, обусловленный, с одной стороны, различием высот истоков потока и областью его разгрузки, а с другой — периодичностью питания водной среды.

Формирование таких временных потоков охватывает горные области, а места разгрузки — зоны перехода горных возвышенных районов в межгорные впадины или предгорья. Наиболее благоприятными районами развития пролувия являются области с аридным или семиаридным климатом, но они довольно часты и в гумидных полярных, умеренных и тропических областях, а селевые потоки связаны с горными районами различных климатических обстановок [350].

По характеру распространения можно выделить два типа пролувиальных осадков: горных и равнинных областей.

Пролувиальные осадки горных областей обычно расчленяются на три фации [377] или субзоны. Наиболее подробно они описаны на примере Средней Азии и Казахстана В. И. Елисеевым [118], который выделяет потоковую, веерную и застойноводную фации. Для пролувия постоянных рек потоковая фация представлена грубообломочными осадками с песчано-гравийным цементом. Размеры обломков различные, составляющие местами 1,5—2 м. Вниз по течению реки размеры псефитовых частиц уменьшаются. Окатанность валунов и галек варьирует от слабой до средней, слоистость — от горизонтальной до косой. Среди грубообломочных образований встречаются линзы супесей и суглинков, которые рассматриваются как осадки мелких водоемов и луж. Скопления крупных галек и валунов, слабо окатанных и сортированных, обособляющихся в виде пачек мощностью 3—4 м, выделяются как селевая субфация (парс-зона)*.

Осадки потоковой фации без четких границ переходят в образования веерной фации. Они представляют собой скопления суглинков и глин, среди которых встречаются более грубозернистые осадки (супеси, пески, галечники). В. И. Елисеев различает четыре субфации: транзитные русловые ложбины, иссякающие вееры, междрусовые разливы и мелкие временные застойные водоемы.

* Парсзона — от слова парс — часть.

Осадки застойноводной фации (субзоны) отмечаются главным образом на периферии крупных конусов, для которых характерны незначительные уклоны поверхности (0,001). Они также разделены на четыре субфации (парзоны): концевых частей транзитных русловых ложбин (мелко- и среднезернистые пески), распластывающихся потоков (загипсованные супеси и глины), болотно-солончаковую (загипсованные и засоленные алевриты, глины и мергели) и озеровидных разливов (мергели и известковые глины).

Пролувий временных потоков, распространенный в виде подгорных шлейфов, В. И. Елисеев подразделяет на осадки собственно-подгорных шлейфов и межконусные. Для первых характерны валунные, глыбовые галечники, собственно галечники и галечные пески в потоковой фации, отличающиеся слабой сортировкой и окатанностью. Цемент представляет собой смесь псаммитового, алевритового и пелитового материала. В них встречаются осадки селевых потоков. В отличие от потоковой фации постоянных рек в рассматриваемом случае отмечается меньшая выдержанность слоев и слоистости.

Среди осадков веерной фации (субзоны) распространены супеси, суглинки и глины, иногда лесовидные, местами с гравием. Менее часты галечники, щебнистые галечники и дресвяники. Различаются четыре субфации (парзоны): транзитных русловых ложбин (галечники и щебенчатые галечники), селевая (глыбы в несортированной мелкообломочной массе), иссякающих вееров (различные супеси, суглинки и глины) и мелких временных застойных водоемов (тонколистоватые карбонатные глины).

Осадки межконусного пролувия отличаются большим разнообразием состава. Для потоковой фации (субзоны) характерны глинистые плохо-сортированные галечники с горизонтальной и косой слоистостью, а для веерной — суглинки и глины с включениями валунов, галек и гравия. В последней выделяются субфации (парзоны): транзитных русловых ложбин (галечники и пески), иссякающих вееров (неслоистые глины и суглинки) и мелких временных застойных водоемов типа луж (тонко-горизонтальнослоистые и ленточные глины).

В. И. Елисеев [118] отмечает сложность строения позднечетвертичных конусов выноса. Общая тенденция смены типов пролувия приведена на рис. 8.

В равнинных, лесных и степных областях пролувиальные осадки приурочены к крупным оврагам. Значительные скопления материала

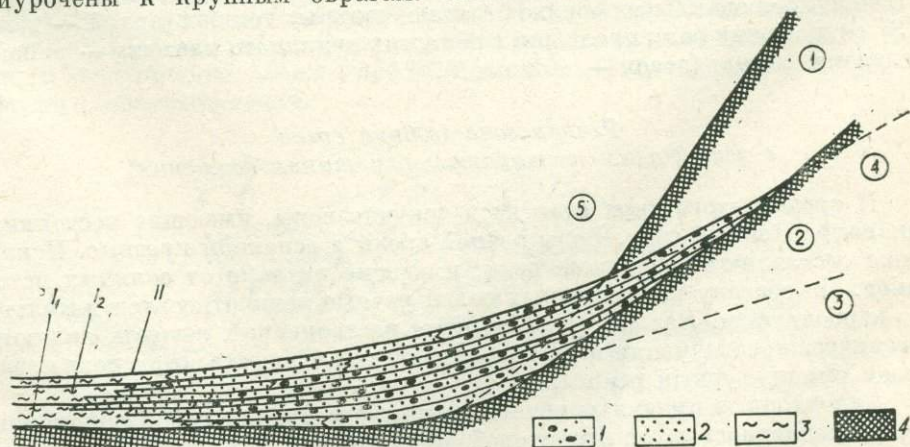


Рис. 8. Идеализированная схема формирования конуса выноса [118].

1 — верхняя зона накопления осадков потоковой фации; 2 — срединная зона накопления осадков веерной фации; 3 — краевая зона накопления образований застойноводной фации; 4 — породы ложа и горного склона. I_1 — осадки субстадии трансгрессивного и I_2 — регрессивного развития фациальных зон пролувия; II — осадки стадии вершинного врезания. 1 — исходный склон; 2 — исходный профиль дна долины; 3, 4 — уклон вершины конуса (3 — в начале формирования, 4 — в конце второй стадии развития); 5 — ложе потока в стадии вершинного врезания.

этого генезиса обычно наблюдаются в тех случаях, когда устье оврага выходит на террасы или пойму. Наблюдения в долине р. Днепра показали, что в этих условиях могут формироваться большие плоские конуса выноса, достигающие 1—1,5 км в поперечнике [207]. От аллювиальных осадков они отличаются формой залегания, местами сохранившейся брекчиевидной структурой. Их образование связано с мобилизацией и переносом мелкозернистого материала тальми или ливневыми водами, иногда приобретающими характер грязевых потоков.

Временные потоки и сели могут достигать областей озерной седиментации. В этом случае они частично перерабатываются в прибрежной зоне, а в глубоководную часть бассейна более тонкообломочный материал способен поступать в виде мутьевых потоков, отлагаясь в виде слоистых, турбидитоподобных осадков. Этот процесс наиболее вероятен в межгорных котловинах.

Состав грубообломочного и более мелкого материала пролювия отражает минералого-петрографические ассоциации областей размыва. В случае формирования крупных скоплений пролювиальных осадков для них характерен полимиктовый набор обломков. При перемещении небольших масс материала возможны варианты, когда обломки однообразны по составу и отражают композицию одной, сравнительно небольшой минералого-петрографической провинции.

В ископаемом состоянии пролювиальные осадки распространены весьма широко. Их отличительные признаки [37, 118]: 1) сложное переслаивание пластов разного состава, окатанности и сортировки, 2) напластование, параллельное поверхности конуса выноса, 3) отношение длины покровов к их ширине примерно 1 : 4, 4) крутое падение пластов в направлении движения потока, 5) замещение фаций (субзон) латерально, по радиусу, 6) осадки пролювия часто трансгрессивны по отношению к другим континентальным образованиям или взаимно вклиниваются друг в друга, 7) уменьшение в галечниках глинистости снизу вверх по разрезу.

Среди наиболее древних пролювиальных осадков (архей — нижний протерозой) выделяются осадки временных потоков и селей, представленные конгломератами с валунами, и осадки временных потоков, связанные с районами вулканической деятельности. Намечаются по крайней мере три этапа в развитии типов пролювия: 1) преобладание среди осадков продуктов перемещения вулканокластического материала (катархей — архей?), 2) возрастание роли осадочного материала и широкое распространение пролювиальных осадков в аллювиальных толщах (архей — девон) и 3) сокращение роли пролювия в областях гумидного климата — районах развития лесов (девон — кайнозой).

Речная зона (водная среда с устойчивым поступательным типом движения)

К средам этого типа относятся текущие воды, имеющие постоянный однонаправленный сток. Воды речной среды в основном пресные. Исключение составляют небольшие реки, имеющие питание от соляных источников. По составу растворенных солей речные воды относятся к кальциево-карбонатным. Важным компонентом растворенных веществ являются органические соединения и растворенные газы. Существенную роль играет также температурный режим.

Аллохтонные продукты речных сред представляют собой обломочные осадки размерностью от песчитовой до пелитовой. Их распределение зависит от особенностей потока, который в разные времена года обладает различными параметрами: скоростью, объемом водной массы и характером ее движения в зависимости от рельефа речной долины.

Современная речная зона отличается достаточно сложным строением. Она подразделяется на ряд субзон, характеризующихся своим типом аллохтонной седиментации (табл. 28).

Классификация современных речных субзон и их осадков [416, с изменениями]

Среда осаджения	Осадок	Генезис
Внутрирусловая (отмель осередок) Стрежень русла Меандровая отмель	Внутрирусловой отмели Стрежня Меандровый	Русловые осадки
Береговой вал Кревассовый глиф Впадины на поверхности поймы и меандровой отмели Послепаводковый бассейн	Береговой гряды Кревассового глифа Заполнения впадин Послепаводкового бассейна	Внерусловые (пойменные) осадки
Бассейны оставленных или высыхающих русел (старичные)	Заполнения русел (старич)	Промежуточные (старичные) осадки

На рис. 9 дан обобщенный вариант строения долины меандрирующей реки. Механизм формирования осадков в речной долине определяется динамикой водной среды, которая существенно меняется в разные сезоны года. При низком стоянии воды (межене) терригенные осадки накапливаются в основном в русле реки. Распределение течения следующее [292]. Струи, идущие в верхней части потока, направлены в сторону вогнутой части излучины, осадки которой они разрушают. Придонные струи перемещают этот материал на выпуклую часть излучины, находящейся ниже по течению, формируя здесь отмель. В периоды половодья речные воды заливают низкую, а иногда и высокую поймы, и в этих условиях накапливаются пойменные и старичные осадки.

Осадки стрежня, обычно находящиеся ниже уровня воды, представлены для конкретного типа реки наиболее грубообломочным материалом. В состав его входят крупнопсаммито-псефитовые компоненты различного состава, в том числе и местного происхождения, среди которых много окатанных обломков глины, карбонатных и железистых конкреций из пойменно-старичных осадков данной реки. Уплотненные гальки образуют черепитчатую структуру. Характерными формами являются осадки так называемых водоворотных котлов, заполняющих неровности дна речного потока и выполненных также грубообломочным материалом, в том числе и местного происхождения.

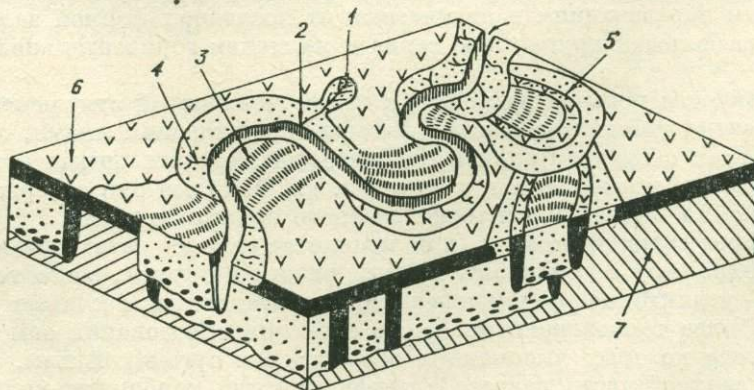


Рис. 9. Схема аккумуляции осадков в долине меандрирующей реки [292].

1 — трещиноватый глиф; 2 — трещина; 3 — меандровая отмель; 4 — береговой вал; 5 — старица; 6 — послепаводковый бассейн; 7 — более древние аллювиальные осадки.

Меандровая отмель, наиболее часто сохраняющаяся в ископаемом состоянии из русловых форм, имеет двухъярусное строение. Ее гипсометрически более высокая часть отражает динамику среды в периоды половодий, а прилегающая к ней более низкая — меженный режим. Они различаются по гранулометрии и текстуре. Различия динамического режима сказываются прежде всего в уменьшении размера песчаных частиц вверх по разрезу. В осадках, связанных с меженным режимом, наблюдается желобчатая (мульдовидная) диагональная слойчатость, а пески половодий содержат слои как с желобчатой диагональной, так и горизонтальной слойчатостью [516]. Поверхность склона меандровой отмели, уходящая под уровень меженных вод, несет знаки ряби и подводные дюны [415].

Увеличение меандровой отмели происходит путем нарастания подводных дюн, образующих крутые уступы вниз по реке. Механизм этого процесса в общем виде происходит путем перемещения песчаных частиц по пологому склону дюны и накопления в виде слойков на ее крутом склоне [292 и др.]. Одновременно осуществляется выполнение терригенным материалом водоворотных котлов. Поверхность высокой части отмели, обнажающаяся под уровнем реки после половодий, плохо сохраняет знаки ряби и дюнные формы, так как она подвергается интенсивной обработке ветром и дождем.

В месте сочленения меандровой отмели с высокой поймой вниз по течению часто образуется небольшой залив, ориентированный вверх по течению. Наблюдаемый в этом месте гидродинамический режим принципиально отличается от руслового тем, что, с одной стороны, отражает колебания уровня реки, а с другой — подвержен влиянию волнений, имеющих место на водной поверхности реки. В результате взаимодействия этих факторов накапливается мелко- и тонкозернистый песок, содержащий прослойки естественного шлиха, отражающего в своем составе тяжелую часть песчаной фракции данной реки [142].

Интересны цифры, характеризующие мощности осадков меандровых отмелей. Они оцениваются в несколько метров у мелких и средних рек, возрастая до 20—25 м в нижнем течении р. Миссисипи [292] и 30—40 м в среднем течении р. Енисея.

Осадки внутрирусловых отмелей характерны для рек с протоками. Строение таких образований несет элементы, свойственные осадкам стрежней и меандровым отмелям.

Внерусловые или пойменные условия существуют в водной среде только в периоды половодий. Осадки береговых валов образуются на выпуклых излучинах меандр. Они сложены, как правило, мелкозернистыми, несколько глинистыми песками с тонкими прослоями глин или алевритов, содержат редкие корневые остатки. Их зернистость уменьшается в сторону от русла. Иногда в этих образованиях наблюдаются мелкая диагональная слойчатость и следы ряби. Осадки кривососных гливов близки вышеописанным образованиям и отличаются от последних формой залегания, несколько большей крупностью зерна и наличием горизонтальной слоистости.

Неровности рельефа на пойме, а также меандровой отмели выполняют собственно пойменные осадки, которые представлены илами, глинами и алевритами с горизонтальной слойчатостью, растительными остатками (листья, погребенные стволы, корни и т. д.). Местами они содержат прослойки песков, а также глин и торфа озерного происхождения.

Водоемы старичного типа (в большинстве случаев оставленные рекой русла) сохраняют бассейновый водный режим в течение всего года. Их осадки — реликтовые обломочные, преимущественно песчаные осадки русла и более тонкозернистые, часто слоистые образования самого бассейна, среди которых выделяются обогащенные органикой илы, переходящие в верхней части разреза в торфяники или карбонатно-сульфатно-соляные осадки. По характеру своего формирования старичные осадки являются переходными между собственно речными и водно-седиментационными, бассейновыми образованиями.

Спорен вопрос о формировании террасированных аллювиальных отложений, выполняющих долину. Если распределение русловых, пойменных и старичных осадков объясняется сезонными колебаниями уровня реки, то образование террас обычно связывается с тектоническим режимом, существующим в бассейне реки (при условии, что между временем формирования террас проявляются фазы врезания реки, создающие перепады в седиментации и эрозионные уступы). Рассмотрим режим формирования долины реки. Он складывается из двух факторов — выравнивания базиса эрозии и бокового размыва. Если допустить существование только первого фактора, то долина реки представит собой террасу, сформировавшуюся в результате бокового размыва одного берега и наклоненную в сторону русла. Ее срез у уреза воды будет сложен современными пойменными и русловыми осадками. При существовании меандрирования река многократно вскрывает разрезы более древних аллювиальных осадков своей долины, формируя террасовые уступы различной высоты. Приведенный механизм накопления аллювиальных осадков и формирования речной долины не исключает влияния тектонического фактора, но последний будет накладываться на естественный процесс образования речной долины, усложняя ее строение и морфологию. Влияние тектонических движений, естественно, больше в горных районах, областях молодой складчатости и сокращается в платформенных равнинных областях.

Неодинаковый гидродинамический режим в разных частях речных долин влияет не только на механический, но и на минералогический состав осадков. В качестве примера можно привести результаты исследований речных осадков в среднем течении р. Волги (табл. 29). В русловых песках наблюдается обогащение кварцем, количество которого уменьшается в более тонкозернистых осадках поймы и старицы. В алевритовой фракции русловых песков растет количество полевых шпатов.

Разделение по размерам имеет место и среди минералов с более высоким удельным весом. Русловые пески обогащаются ильменитом, цирконом и гранатом, тогда как в пойменных осадках больше рутила и пироксена, а в илах стариц — роговой обманки, слюды, турмалина и мелких форм рутила. В русловых осадках также больше гидрослюдистых минералов, а в пойменно-старичных возрастает роль минералов группы монтмориллонита [207].

Кроме характеристики латерального профиля заслуживает внимания также распределение аллохтонного материала вдоль речных долин. Имеющиеся сведения по составу осадков рек Амазонка, Миссисипи, Волга, Обь, Евфрат, Тигр, Амударья и др. свидетельствуют о том, что если истоки рек располагаются в горных районах, то в составе терригенной части осадков преобладает материал, заимствованный при разрушении кристаллических пород областей размыва. Это отмечается и для рек, пересекающих пустыни и полупустыни [35, 432, 614], и для областей влажного тропического и умеренного климатов [207, 498].

Таблица 29
Средние содержания минералов легкой части мелкопесчаных и крупноалевритовых фракций [207, 290], %

Минерал	Фракция 0,25—0,1 мм			Фракция 0,1—0,05 мм		
	1	2	3	1	2	3
Кварц	78,6	54,4	48,0	43,0	53,5	50,4
Ортоклаз	10,0	19,5	12,7	31,0	26,0	18,0
Плагиоклаз	2,2	2,5	8,1	2,2	4,2	8,8
Слюда	0,8	2,6	5,5	5,8	5,4	6,8
Кремень	1,6	5,5	1,8	5,2	2,6	1,2
Агрегатные сростки	6,8	12,5	10,1	12,0	8,3	11,5
Вивинанит	—	—	13,8	—	—	3,4
Кол-во образцов	10	11	7	13	14	14

Примечание. 1 — русловой песок, 2 — пойменные тонкий песок и супесь, 3 — старичный ил.

Важна оценка поведения аллохтонных компонентов при транспортировке в речной среде. О масштабах механической переработки свидетельствуют следующие цифры. В песчаных осадках р. Днепра на расстоянии 500 км истирается до 30% полевых шпатов, а на 1700 км в песках р. Миссисипи до 15—20% [207]. Такое несовпадение объясняется тем, что в осадках р. Днепра содержится небольшое количество полевых шпатов. Речные осадки р. Миссисипи обогащены этими минералами, что делает подсчеты по их механическому износу при транспортировке более точными.

Встречающиеся ископаемые речные осадки, естественно, лишены многих признаков своего генезиса, прежде всего элементов морфологии долин. Им свойственна фрагментарность в распространении и т. д. Основными критериями для диагностики древних аллювиальных осадков являются [53, 292]: 1) изменчивость в разрезе и по площади, 2) невыдержанность пластов и слоев, 3) невыдержанность гранулометрии в разрезе, 4) низкая сортировка осадков, 5) наличие размывов в основании песчаных пачек, 6) диагональная слойчатость преимущественно желобчатого типа в крупных слоях или пластах песчаных пород, 7) присутствие гравийного материала в основании песчаных пачек или на плоскостях слойчатости, 8) присутствие глинистых «окатышей», 9) вытянутость песчаных тел (литосом) по оси речной долины, 10) обычная цикличность в разрезе, проявляющаяся в смене псаммито-псефитовых и алевро-пелитовых слоев (пластов), 11) присутствие ископаемых почв в верхних частях ритмов (циклов), 12) выдержанность состава аллохтонного материала в пределах речной системы.

Исследований, проведенных с целью выявления изменений аллохтонной седиментации для различных возрастных уровней, пока еще мало. В качестве примера можно привести сравнительный анализ, выполненный для позднедокембрийских и фанерозойских осадков (табл. 30).

Сведения по текстуре аллювиальных комплексов красноцветных формаций не дают четкого распределения признаков по возрасту. Несколько

Таблица 30

Текстурные признаки и другие особенности аллювиальных отложений красноцветных формаций [317, с сокращениями]

Свита, возраст, местонахождение	Косая слойчатость			Горизонтальная слойчатость	Наклонная слойчатость	Косонильчатая слойчатость и знаки яри	Бютурбации	Остатки корневой системы	Трещины усыхания
	треугольная	плоскостная	плоскостная таблитчатая						
Верхнемеловые красноцветы Монголии	++	+	+	+	++	++	++	+	+
Нижнемеловая клаудзинская свита Ферганы (Средняя Азия)	++	+		+	+	+	++	+	+
Джезказганская свита, карбон (Центральный Казахстан)	+	++	+	+	+	+	+	+	+
Красноцветы девона, Англия	+			+	+	++	+	+	+
Терская свита, рифей (Кольский полуостров)	—	++	+	+		++	—	—	++
Венская серия, протерозой (Западное Приокеанье)	+	++	+	+	++	++	—	—	+
Нижний ятулий оз. Сегозера (Карелия)	++	+			+	++	—	—	++
Верхняя сакуканская подсвита удоканской серии, нижний протерозой (Восточная Сибирь)	+	++		+	+	++	—	—	+

Примечание. Плюс — признак характерен, два плюса — признак весьма характерен, минус — не обнаружен.

чаще встречаются в древних осадках косоволнистые текстуры, знаки ряби и трещины усыхания. В них, естественно, отсутствуют биотурбации и остатки корневых систем. Кроме того, А. В. Сочава отмечает, что в речных осадках докембрия чаще (чем в послесилурийских) распространено тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Это можно связать с менее постоянным водным режимом речных сред, что, видимо, обусловлено отсутствием наземной растительности, способной регулировать речной сток. «Отсутствие растительности должно было способствовать резкой пульсации режима речного стока, частым и кратковременным разливам рек, а также широкому развитию процесса площадного стока вод рек по ровной поверхности поймы. Подобный режим мог привести к отложению тонкослойных осадков с обилием трещин усыхания» [316, с. 61].

*Прибрежные озерные субзоны (водная среда
с колебательным типом движения)*

Колебательные движения водной среды имеют место в различных водоемах, однако максимально полно процесс проявляется в прибрежной субзоне. Вызываемые ветром волны обладают значительной энергией, которая расходуется на переработку берегов, перемещение и осаждение аллохтонного материала. В этом большое сходство условий осадконакопления прибрежных зон озер и морей. Отличия состоят в том, что для озерных осадков характерны: эфемерность существования, широкий предел колебаний солености вод, сезонные изменения уровня, площади прибрежных зон на порядок и более меньше, чем в морях, меньшая энергия волн, тесная парагенетическая связь с континентальными и дельтовыми осадками, относительно более высокая роль аллохтонного материала континентального генезиса.

По гидродинамическому режиму в прибрежной зоне преобладают волновые движения воды, при которых в каждой точке ее частицы осуществляют круговые, эллиптические или трохоидальные движения. На мелководье происходит торможение волны и частицы приобретают эллиптическую или трохоидальную траекторию. В этом случае волна осуществляет интенсивный перенос водной массы к берегу, т. е. приобретает возможность разрушать побережье или намывать на пляже аллохтонный псефитопсаммитовый материал (более подробно этот вопрос рассмотрен в гл. IV). Материал накапливается в областях, тяготеющих к устьям рек или их дельтам. Характерные признаки прибрежных осадков озер приведены в табл. 31.

Минералогический состав современных прибрежных осадков озер достаточно пестрый. Обычно грубообломочные компоненты отражают состав скальных пород берегов или петрографические провинции областей питания рек, впадающих в озеро. Псаммито-алевритовый материал также тесно связан с областями размыва. Так, для Аральского моря вдоль южной окраины характерны минеральные комплексы, отвечающие по составу взвесям рек Амударьи и Сырдарьи, а на севере и вдоль островов Возрождения, Беллинсгаузена и Лазарева распространены ассоциации с устойчивыми минералами, являющимися продуктами переотложения олигоценых осадков [35].

Примеры древних озерных прибрежных осадков сравнительно немногочисленны. В пределах Польской низменности установлен плиоценовый озерный водоем площадью около 80 тыс. км². Прибрежные осадки сложены в нем песками с гравием, местами переслаивающимися с глинами [292]. Серия эоценовых озер известна в штатах Юта, Вайоминг и Колорадо [264]. Прибрежные осадки представлены песчаниками с редкой галькой и хорошо выраженными следами течений, косой горизонтальной и волнистой слоистостью, знаками ряби и линейно-вытянутыми трещинами усыхания. Среди обломочного материала много кварца, меньше полевых шпатов. В США описаны также триасовые озерные осадки (формация Попо-

Некоторые седиментационные признаки озерных прибрежных осадков [264, 292, с изменениями]

Седиментационные признаки	Характер проявления
Форма залегания	Достаточная выдержанность, но узкие полосы
Диагональная слоистость большого масштаба	Редкие таблитчатые и желобчатые серии, но по масштабам меньше, чем в речных осадках
Диагональная слоистость мелкого масштаба	Часты
Симметричные знаки ряби	»
Асимметричные знаки ряби	»
Эрозионные текстуры на поверхности пластов	Редки
Эрозионные каналы	Спорадически
Внутриформационные конгломераты	»
Биотурбации	Редки

Примечание. Без дельтовых осадков.

Эйджи), в которых прибрежная зона сложена конгломератами, состоящими из известняков, подстилающих озерный комплекс.

На территории СССР в течение мела, палеогена и неогена существовало оз. Зайсан, в котором прибрежные осадки в зависимости от рельефа окружающих районов формировались в виде грубообломочных, песчаных и алеврито-глинистых образований. Наиболее крупнообломочные осадки (брекчии, галечники и т. д.) отмечены в плиоценовых отложениях, что связывается с поступлением его с суши в озеро вместе с селевыми потоками [257 и др.].

Глубоководноозерные субзоны (водная среда с гравитационным типом седиментации)

Эти зоны в континентальной провинции занимают старичные водоемы и большую часть озер (за пределами прибрежных субзон). Бассейны старичного типа невелики по размерам и не отличаются большими глубинами, в связи с чем они рассмотрены в комплексе с речными зонами.

Глубоководноозерные субзоны в озерах занимают большую часть акватории. Донные осадки в основном представлены различными разновидностями глин и алевритов. Для них характерны слоистые, часто тонкослоистые текстуры, градационная слоистость, биотурбации. Мощности глаубководноозерных осадков варьируют в широких пределах, определяясь глубиной и размерами озера.

Осаждение тонкозернистого материала в бассейне этого типа подчиняется закону Стокса. Существует различие в осаждении частиц в озерах с пресной и соленой водой. В первом случае не наблюдается значительной коагуляции глинистого и иного вещества, которое вызывается повышенной соленостью вод. Следовательно, в пресной воде время пребывания частицы во взвешенном состоянии увеличивается. Состав тонкозернистых, преимущественно глинистых частиц во взвеси озер и их донных осадках очень пестрый и зависит от источника обломочного материала.

Основными признаками ископаемых глаубководных озерных осадков являются [264 и др.]: тесная ассоциация с речными и дельтовыми осадками, форма в плаве, зависящая от структуры озерных впадин, выдержанность по простиранию, присутствие осадков с горизонтальной слоистостью и биотурбациями.

Сведения об ископаемых глубоководноозерных осадках достаточно многочисленны. Характерными образованиями в четвертичное время являются озерные ленточные глины, разный по гранулометрии материал которых отражает сезонные процессы таяния ледников. Разнообразные осадки глубоких частей озерных бассейнов известны в эоцене и триасе США [264], юре Сибири, перми и карбоне угленосных районов различных континентов. В последнем случае они участвуют в сложном комплексе отложений аллювиально-дельтовых равнин разного типа [27]. В более древних отложениях озерные осадки выделяются так же, как и континентальные образования вообще, с большими трудностями, что объясняется отсутствием в них характерных органических и других автохтонных остатков.

*Ледниковые зоны (ледовая среда
с поступательным движением)*

Различаются три группы льдов: гидрогенная, осадочная и метаморфическая [161]. Гидрогенная группа включает льды речного и озерного генезиса. Они возникают и существуют в холодное время года. Их роль как седиментационной среды сводится главным образом к переносу обломочного материала в периоды ледохода. Кроме того, льды этого типа затрудняют водный сток рек, нарушают газовый обмен между водой и атмосферой.

Снежный покров, состоящий из смеси льда, воздуха, воды и частиц органического и неорганического происхождения, относится к льдам второй группы. При его уплотнении (метаморфизме) образуется фирн, который превращается в лед. Различаются горные, материковые и шельфовые ледники. Горные и материковые скопления льда покрывают около 15,5 млн. км², т. е. 10% суши [213].

Одним из важнейших свойств льда как седиментационной среды является способность переходить в пластическое состояние. Граница пластичности для льда определена в 10^3 N/M^2 [630]. Различаются два способа движения ледников: скольжение по поверхности ложа и движение благодаря внутреннему трению. Механизм этих типов движения сводится к следующим особенностям [292]. В первом случае между ложем и льдом образуется прослой воды. В так называемых «холодных» ледниках, существующих в условиях отрицательных температур воздуха, этот прослой отсутствует и основание льда примерзает к скальному ложу. В «теплых» ледниках основание содержит воду, что облегчает скольжение. Большое значение для движения льда имеет нагрузка на основание ледника, которая понижает температуру замерзания. Многократные смены нагрузок образуют в основании ледника режеляционный слой, обладающий особой структурой льда и содержащий многочисленные включения обломков и газов. Возникновение режеляционного слоя связано с неровностями ложа ледника, приводящего к изменению давления. Многократное таяние и замерзание воды, сопутствующее колебанию давления, ведет к разрушению скального ложа и усилению эрозии льда. Пластическое течение льда вызвано межзерновыми перемещениями и передающимися деформациями зерен льда.

Движения ледников обуславливают накопление в них материала и его транспортровку. Движущийся лед «выпахивает» плохо сортированный материал, вдавливая его в тело ледника, измельчает и истирает обломки. Ю. А. Лаврушин [205] считает, что при движении лед настолько насыщается обломочным материалом, что переходит в слабоблестящую, плотную моренную массу. При таком насыщении моренным материалом и потере пластичности происходит как бы отслаивание моренного слоя. В этом видна специфика формирования моренного осадка, который назван Ю. А. Лаврушиным и другими гляциотектонитом. Кроме основной морены выделены другие генетические типы и их разновидности (табл. 32).

Генетическая классификация моренных образований [205, с сокращениями и добавлениями]

Генетический тип морен	Группы фаций (субзоны)	Фация морен (парсоны)
Основной	Группа фаций монолитных морен пластического течения льда	Плитчатая Сланцевая Складчатая Массивная Флютинг
	Группа фаций чешуйчатых морен	Чешуйчатая Ребристая Сетчато-ячеистая
Конечный	Морены напора Морены вдавливания Насыпные морены	—
Абляционный	—	Сплывания Донного вытапывания Перлювиальные

Гранулометрия моренных отложений весьма сложна, а колебания содержания отдельных фракций достигают десятков процентов. Е. В. Рухина [289] в моренах, в которых фракций крупнее 100 мм не более 30%, выделяет гравелистые, песчаные, супесчаные, суглинистые и глинистые (валунные глины). Содержание тех или иных фракций, особенно в моренах материкового оледенения, определяется строением не только областей экзарации, но и ложа района, где формируется морена.

Минералогия и петрография аллохтонного материала в моренах также определяется составом пород ложа. В горных ледниках ими являются только скальные породы и продукты их истирания, тогда как в ледниках материкового типа, ложе которых сложено в основном рыхлыми кайнозойскими образованиями, в значительном количестве присутствует песчано-глинистый материал местного происхождения. Специфика условий формирования морены проявляется в консервации некоторых неустойчивых в зоне выветривания компонентов, таких как оливин и другие. Диагностическими признаками моренных отложений являются также форма и характер поверхности обломков, особенности наслоения и т. д. (табл. 33).

Из ископаемых моренных отложений наиболее детально изучены четвертичные образования, покрывающие огромные территории. П. С. Воронов [59] подсчитал, что во время максимального оледенения (средний плейстоцен) объемы льдов материков были следующие (млн. км³): Антарктида — 43; Северная Америка — 31; Европа — 13; Сибирь — 9; прочие — 1; горнодолинные ледники — 1. Если учесть, что современный объем льдов составляет 33 млн. км³, то в Мировой океан перешло 58,5 млн. км³ воды, что соответствует 4,4% объема воды в настоящее время.

Для четвертичных ледниковых осадков детально изучен состав обломочного материала, свидетельствующий о генеральных направлениях движения ледников. Так, в пределах Западно-Сибирской равнины установлены два источника обломочного материала — Уральский и Сибирский. В северо-западной части Русской платформы в результате детального изучения валунного материала удалось проследить источники обломков из конкретных петрографических провинций Скандинавии [49, 289]. Такая же работа проделана при сопоставлении валунного материала морен Белогорской возвышенности (Западная Сибирь), для которых доказано петрографическое тождество с породами Северного и Среднего Урала [383]. Характерными элементами четвертичных морен являются крупные, до сотен метров в поперечнике глыбы осадочных пород, так на-

Диагностические признаки моренных осадков [289, 372, с дополнениями]

Тип признаков	Характеристика признаков
Форма ложа	Неровное, штрихи на поверхности пород ложа
Площадь распространения	Площадное у морен материкового оледенения, языковое — горного оледенения
Гранулометрический состав	Несортированный материал, зависит от пород ложа
Минералогический состав	Пестрый, часто из нескольких петрографических провинций
Текстуры	Беспорядочная, обычно слоистость отсутствует, иногда отдельность
Форма обломков	Разнообразная
Поверхность обломков	Покрыта штрихами и царапинами
Ориентировка обломков	В направлении движения ледника
Распределение обломков в слое	Не меняется от почвы к кровле
Ледниковые клинья	Распространены часто
Гляциодислокации	Часты
Взаимоотношения с другими осадками	Переслаивание с флювио-гляциальными и озерно-гляциальными осадками
Дальность транспортировки	Тысячи километров

зываемые отторженцы, природа появления и сохранения которых еще недостаточно изучена.

Пестрый состав песчано-алевритовой части четвертичных морен четко отражается в ассоциации минералов из валунно-галечниковых обломков, в составе пород, подстилавших ледник на пути его движения [227 и др.]. Обращает на себя внимание местное обогащение тяжелых частей песчано-алевритовых фракций отдельными минералами. Так, в бассейне р. Енисея известны морены, в которых количество магнетита и моноклинных пироксенов составляет 10—15% песчано-алевритовых фракций. В глинистых фракциях выявлены разные соотношения между отдельными минералами, однако, как правило, преобладают гидрослюда (иллит) и хлорит, которые сопутствуются каолинитом, монтмориллонитом, вермикулитом и смешанослойными минералами [289]. Такая ассоциация, скорее всего, отражает состав почв тундр и лесов умеренного климата, по которым двигался ледник. В меньшей степени в нем представлены минералы осадочных пород ложа, которые часто образуют комплексы локального распространения.

Наиболее древние морены (тиллиты) описаны в нижнем протерозое Канады, Южной Африки и Карелии. Как было показано выше, они не содержат признаков, указывающих на ледниковый генезис. Широко распространены тиллиты позднекембрийского возраста [372], которые известны на всех континентах, за исключением Антарктиды. Они образуют несколько горизонтов. По структурно-текстурным признакам эти образования вполне сопоставимы с четвертичными моренами. Еще один уровень намечается в раннем палеозое. Основание для этого — тиллитоподобные породы, известные в карадокских отложениях, которые определены как ледниково-морские осадки [512].

В. М. Сеницыным [300] описаны верхнепалеозойские тиллиты Южной Америки, Африки, Австралии, Южной Азии. Известны попытки выделить осадки ледниковой зоны в верхнем палеозое Восточной Сибири [255]. Эти образования представляют собой глинистые или алевролитоглини-

стой породы с гравием, галькой и отдельными валунами. Ледниковое происхождение их обосновывается данными по гранулометрии, присутствием неустойчивых минералов, штриховкой на поверхности валунов, наличием эрозионных ложбин и сглаженных форм рельефа в основании тиллитов. Широкое распространение верхнепалеозойских тиллитов в Южном полушарии может свидетельствовать о площадном характере оледенения. В Азии, скорее всего, были ледники горнодолинного типа.

Глава IV

МОРСКИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СРЕДЫ

Морская провинция осадконакопления отличается от континентальной седиментации процессами, происходящими преимущественно в водной среде с достаточно устойчивыми физико-химическими показателями (состав растворенных солей и газов, термобарические условия и т. д.). Это определяет своеобразие как химических и биохимических процессов, так и динамики среды, а соответственно своеобразие автохтонных и аллохтонных продуктов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Современная океаническая (морская) водная среда представляет собой водный раствор, содержащий определенный спектр солей, газов, а также взвешенного неорганического и органического материала. Соли в океанической воде в среднем составляют 3,5 г/л или 35‰. Колебания общей солености зависят от географической широты, баланса влажности над поверхностью воды, глубины бассейна, поступления атмосферных, поверхностных и термальных вод и т. д.

Суммарный эффект влияния географической широты, температуры, количества атмосферных осадков и льда по О. А. Алёкину [6] позволяет выделить следующие изменения солености по площади и глубине: 1) полярный (опреснение поверхностного слоя, малое изменение солености по глубине), 2) субполярный (меньшее опреснение, но большая глубина проникновения поверхностных вод), 3) умеренно тропический (высокая соленость у поверхности, наличие опресненной прослойки, понижение солености ко дну за счет поступления приточных вод из полярных зон), 4) экваториально-тропический (сильное изменение солености с максимумами на глубинах 100—150 м и 2000—3000 м и с минимумом в слое 300—1000 м, а также с небольшими минимумами у поверхности и у дна).

В морях, глубоко заходящих в континентальные области, отклонения от средних значений солености могут быть более значительными. Так, в Красном море, по берегам которого располагаются зоны с аридным и семиаридным климатами, соленость воды достигает 42‰, а вдоль берегов возникают заливы, бухты с концентрированными растворами, относящимися к водам с повышенной соленостью. В морях, заходящих в области влажного или гумидного климата (например, Балтийское море), может иметь место значительное распреснение вод. Аналогичные случаи наблюдаются в морях, располагающихся в зонах развития засушливого климата, но получающих питание за счет полноводных рек (Черное море и др.). Аномальные случаи значительного повышения солености отмечены в придонных частях некоторых морей (Красное море, Мексиканский залив), которые связаны с выходами высокосоленых термальных вод.

Состав растворенных солей в океанической воде разнообразен, но преобладают определенные ионы (табл. 34), количественные соотношения

Характер связи некоторых основных составляющих морской воды при хлорности 19,375‰ и рН 8,0, при температуре 25°C и атмосферном давлении [136]

Ионы	Свободные ионы, %	Связанные ионы, %					
		SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
Ca ²⁺	88	11,0	0,6	0,1	—	—	—
Mg ²⁺	89	10,0	0,6	0,1	—	—	—
Na ⁺	97,7	2,2	0,03	—	—	—	—
K ⁺	98,8	1,2	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	39,0	—	—	—	1,0	19,0	37,0
HCO ₃ ⁻	64,0	—	—	—	3,0	16,0	8,0
F ⁻	50—80	—	—	—	—	20—50	—

которых в общем виде сохраняются в водах как повышенной, так и пониженной солености. Присутствие тех или иных элементов в виде свободных ионов или комплексных соединений определяется конкретными физико-химическими параметрами раствора. Их изменения нарушают установившиеся устойчивые соотношения. Так, изменение рН приведет к перестройке количественных взаимоотношений между карбонат- и бикарбонат-ионами. Рост общей солености может сократить количество свободных ионов щелочей, образующих комплексные частицы [360]. Кроме солей в океанической воде присутствуют растворенные органические вещества и газы. Органическое вещество появляется в растворе благодаря континентальному сносу, а также в результате биохимического распада отмирающих морских организмов и продуктов их жизнедеятельности. Состав растворенных органических продуктов сложен и включает пектиновые, гумусовые, белковые соединения, жирные кислоты и др.

В океанической воде в растворенном состоянии находятся все газы атмосферы, а также поступающие из недр Земли. Наиболее распространены среди них кислород, азот, углекислый газ и сероводород. Их растворимость зависит от солености, температуры, давления и т. д. Кислород распределен крайне неравномерно. Им обогащен верхний (100—300 м) слой морской воды, наиболее подверженный в результате перемешивания с атмосферой. Ниже его содержание падает, а с глубины 500—1000 м вновь постепенно возрастает. Выявлено несколько причин, влияющих на содержание кислорода, растворенного в морской воде [6]. Увеличивают количество кислорода адсорбция из атмосферы и фотосинтез, а уменьшают десорбция, дыхание и разложение органических веществ и окисление. В. И. Бгатов [18] считает, что нижние слои океанической воды обогащаются кислородом за счет поступления его из глубинных зон Земли, на что указывает, по его мнению, иной по сравнению с атмосферой изотопный состав газов.

Количество азота в морской воде близко к насыщению. Изменение содержания зависит от температуры или интенсивности биологических процессов. Своеобразно поведение углекислого газа, который накапливается в морской воде в количествах, в десятки раз превышающих его содержание в атмосфере. Причины роста содержания углекислого газа в верхних слоях морской воды, по мнению О. А. Алёкина [6], следующие: повышение температуры воды, повышение солености, фотосинтез, растворение карбонатов кальция.

Особенностью углекислого газа является способность его взаимодействовать с водой. Все компоненты системы стремятся к равновесию [136], связанному с такими параметрами, как температура, давление, рН. При постоянных термобарических условиях увеличение рН смещает реакцию вправо, а уменьшение — влево. Увеличение парциального давления

CO₂ в атмосфере приводит к переходу карбоната в бикарбонат. Выделение углекислого газа из раствора имеет место при выпадении карбонатов в осадок. Повышение температуры ведет к уменьшению рН (примерно в пропорции 1°С—0,01 рН). Аналогичная реакция имеет место при росте давления (табл. 35).

С состоянием карбонатной системы тесно связана щелочность морской воды. Она составляется из суммы ионов угольной и борной кислот, а также гидроокислов и иона водорода и измеряется количеством сильной кислоты, которое следует добавить к объему морской воды, чтобы содержание рН стало близким 7. В количественном выражении большую часть щелочности составляет карбонатная (бикарбонатно-карбонатная) часть. Карбонатная щелочность определяет буферный эффект морской воды. А. Иванов [136] подсчитал, что необходимо около 3 мг·экв./л сильной кислоты, чтобы перевести бикарбонаты и карбонаты в углекислый газ и довести рН до 6, или примерно такое же количество сильного основания для осаждения карбонатов и увеличения рН.

Сероводород распространен в заметном количестве в придонных частях морей и океанов локально, в участках сероводородного заражения, однако это прямо не связано с накоплением дисульфидов железа в осадках. Их формирование значительно больше зависит от количества в осадках органического вещества и условий его переработки.

Переходя к характеристике древней седиментации, необходимо рассмотреть те методические предпосылки, которые положены в основу ее реконструкции. Одним из ведущих положений, определяющих условия древнего морского осадконакопления, является представление о постоянстве или непостоянстве солевого состава вод Мирового океана. Для решения этого вопроса океанические воды следует рассматривать как часть единой геохимической системы, включающей все сферы Земли. Источниками газов и солей, растворенных в морской воде, являются глубинные продукты (вещество мантии, вулканический материал и др.), атмосфера и продукты континентального стока. Извлечение веществ, растворенных в морской воде, определяется ее конкретными физико-химическими условиями. Активными агентами в процессе такого извлечения выступают организмы, существование которых доказано практически для всей геологической истории Мирового океана.

Вопросы, связанные с характером источников, поставляющих растворенные продукты в морскую воду [50, 282], а также развитие жизни в морской среде [309, 455] описаны достаточно подробно. Анализ этих материалов позволяет считать более вероятным положение о непостоянстве газового и солевого состава вод Мирового океана на всех этапах геологической истории. Неоднократно высказывались мнения, касающиеся изменения состава растворенных газов [51, 156], катионов [97, 150, 248 и др.] и анионов [151, 325]. Накопился достаточный материал, позволяющий сделать вполне конкретные выводы по этой проблеме. Критериями, указывающими на изменение состава газов и солей, растворенных в воде морей и океанов, являются: 1) количественные подсчеты по распределению в осадочном чехле морских химических и биохимических пород, 2) петрографический состав пород областей размыва и продуктов их выветривания, 3) состав некоторых аутигенных минералов морского происхождения, 4) состав реликтовых газов и растворов во включениях соляных и

Таблица 35

Влияние давления на величину рН [136]

рН при атмосферном давлении	рН при увеличении давления на 1000 дбар	рН при атмосферном давлении	рН при увеличении давления на 1000 дбар
7,5	—0,035	8,1	—0,021
7,7	—0,028	8,3	—0,020
7,9	—0,023		

кремнистых пород морского и гидротермально-морского происхождения, 5) особенности изотопного состава кислорода, углерода, серы, 6) распределение, особенности состава и строения органических остатков, 7) экспериментальные данные по химическому осаждению минералов и 8) физико-химические расчеты.

Получены обширные данные о количественном распределении основных типов осадочных пород для всего возрастного интервала от архея до кайнозоя. Они показали, что многие группы пород (железистые кварциты, карбонатные, сульфатно-соляные и др.) встречаются на разных возрастных уровнях крайне неравномерно [283]. Так, время формирования железистых кварцитов охватывает в основном поздний архей и ранний протерозой, доломиты в больших объемах распространены в докембрии и палеозое, а соли и сульфатные породы известны преимущественно в фанерозое. Кроме того, намечаются некоторые особенности пространственного и возрастного положения характерных типов пород внутри крупных породных ассоциаций. Давно известен факт отличия в минералогическом составе железистых кварцитов архея и протерозоя, установлено изменение положения доломитов в фаціальных профилях докембрия и фанерозоя, намечены рубежи некоторого усложнения состава соляных и сульфатных пород в фанерозое и т. д.

При возрастании роли гранитоидов и осадочных пород за счет основных эффузивов изменялся состав пород областей размыва на суше, причем здесь известны эпохи формирования древних кислых интрузивных пород в раннем архее [283]. Преобразование этих пород выветриванием во времени также имеет свои особенности. Изменения в составе атмосферы, развитие растительности на суше, а также участие других факторов (изменение режима влажности и т. д.) определили смену преимущественно восстановительных щелочных условий выветривания в раннем докембрии на существенно окислительные, кислые в конце нижнего и в позднем протерозое (см. гл. V).

Достаточно надежная информация об изменении количества некоторых ионов в морском растворе получена при изучении состава разновозрастных минералов группы глауконита [248]. В частности, содержания алюминия, магния и железа повышены для докембрия и палеозоя относительно мезозоя и кайнозоя. Для натрия и кальция предполагается увеличение их количества от докембрия к более молодым геологическим эпохам. Кроме того, намечены временные отрезки повышения растворенного кремния (мел, палеоген и др.).

Систематические наблюдения над составом газовой фазы включений разновозрастных кремнистых пород морского происхождения показали вполне отчетливую последовательность в смене состава газов, растворенных в морской воде (см. гл. II). Жидкая фаза включений определена в позднедокембрийских и фанерозойских кремнистых и соляных породах. В исследованных образцах кремнистых пород отмечены все анионы и катионы, присутствовавшие в современной морской воде [150, 157]. Однако их количественные отношения оказались иными. Щелочные земли явно преобладают над натрием в растворах из докембрийских пород, в кембрийских образцах их количество убывает, а в ордовикских соотношение между натрием, кальцием и магнием приближается к пропорциям, характерным для современных морских вод. В растворах из докембрийских и раннепалеозойских пород практически отсутствует сульфат-ион. Его нет и в остаточных растворах кембрийских соляных пород [270 и др.].

Изучение изотопного состава кислорода, углерода и серы позволяет уточнить время появления кислорода в морской воде и получить сравнительные данные о характере карбонатакопления в разные геологические эпохи. Возможности этих методик были уже рассмотрены (см. гл. II). Очень важны наблюдения над составом и строением органических остатков, так как живые существа способны, во-первых, активно влиять на химический состав веществ, растворенных в морской воде, а во-вторых — достаточно быстро реагировать на изменения условий обитания. Выде-

ляются несколько крупных рубежей в развитии органического мира Земли: 1) появление жизни (бактерии, водоросли) на первых этапах геологической истории, 2) распространение скелетной фауны на границе докембрия и кембрия, 3) заселение суши растительностью в девоне и т. д. Однако, используя эти реперы для расшифровки изменения состава гидросферы, следует иметь в виду, что крупные события в развитии органического мира не всегда происходят на уровнях, когда изменяются газовый состав атмосферы и гидросферы или композиция солей в морской воде. Примером подобного рода заблуждения может служить предположение о связи появления скелетных форм морской фауны с достижением определенных уровней содержания кислорода в атмосфере [431]. Проверка этого предположения другими методами (волюмометрическим и др.), а также наблюдения над распространением красноцветных отложений показали, что уровень Пастера в атмосфере был достигнут значительно раньше, чем наступил расцвет высокоорганизованной жизни в морях. В связи с этим причины медленной эволюции органического мира в докембрии и быстрого распространения скелетных форм фауны на границе докембрия и кембрия были, вероятно, иные. Возможно, их было несколько: понижение температуры и давления в приповерхностной зоне, формирование озонового слоя в атмосфере, изменение солевого состава океанических вод, усложнение ландшафтно-климатических условий в прибрежных участках водоемов и т. д.

Экспериментальные исследования и физико-химические расчеты не подтверждают тот или иной вариант состава вод Мирового океана. Они только показывают принципиальную возможность (или невозможность) существования конкретных соотношений между компонентами в растворе при тех или иных физико-химических параметрах, определяют (или опровергают) вероятность конкретной геохимической модели.

Состав газов в морской воде тесно связан с газовым составом атмосферы. Выделенные крупные этапы атмосферы (архейский — раннепротерозойский, раннепротерозойский — силурийский и девонский — кайнозойский) проявились в полной мере в морской воде. Здесь необходимо отметить только специфику изменения газовых компонентов в условиях водной среды. Вероятно, особого внимания заслуживает вопрос о зарождении кислородной атмосферы в морской среде. Появление в архее водорослей, способных утилизировать углекислый газ с выделением кислорода, следует считать тем переломным моментом, который заложил основу современной кислородной атмосферы Земли. Видимо, прав М. Руттен [287], предполагавший существование своего рода «оазисов» со свободным кислородом в морской воде вокруг колоний водорослей. Они явились центрами, в которых происходили процессы разложения аммиака с выделением воды и азота, а также зонами, где кислород расходовался на окисление органики и железа. Следует предполагать, что процесс переработки аммиака, растворенного в морской воде, осуществлялся постепенно, прежде всего в областях обитания водорослей, т. е. в мелководной части шельфа. Отсюда кислород и азот поступали в атмосферу. В наиболее глубоководных участках морских бассейнов зоны, обогащенных аммиаком, бескислородные обстановки могли сохраняться еще долго, по-видимому в течение всего протерозоя, а может быть, и раннего палеозоя.

Распространение тех или иных катионов в морской воде определялось рядом факторов: подтоком газов и растворов из глубинных зон Земли, сносом с суши, влиянием газов атмосферы, участием в процессах осадконакопления организмов и т. д. Анализ этих материалов позволяет наметить основные особенности распределения в водах Мирового океана таких катионов, как аммоний и магний, кальций, натрий и калий. Вероятность присутствия заметных количеств аммония можно связать с растворением больших объемов аммиака в морской воде. Кроме того, дополнительным источником его мог быть аммоний, который поступал с суши вместе с глинистым веществом и карбонатами, образовавшимися при выветривании пород областей размыва. Существование аммиака в атмосфере делает впол-

не вероятным формирование аммонийсодержащих монтмориллонитов, гидрослюд и карбонатов. Аммоний из морской воды извлекался путем осаждения карбонатного и глинистого вещества, содержащего этот катион. Эти соединения в силу их неустойчивости в ископаемом состоянии не сохранились. Следы NH_4^+ можно только предполагать в кристаллической решетке слюд из филлитов раннепротерозойского возраста, распространенных в пределах щитов и выступов фундамента древних платформ. Судить о содержании кальция и магния в водах древних морей позволяют подсчеты среднего химического состава пород областей размыва и карбонатонакопления. Согласно данным А. Б. Ронова [282], содержание магния в разрушаемых породах на суше от архея до наших дней уменьшалось, а кальция до конца раннего протерозоя сокращалось, а затем возрастало. Выветривание в архее больших объемов основных эффузивов могло создать в морской воде резерв этих элементов, причем более высокий, чем в настоящее время (особенно кальция). Расход кальция и магния происходил в основном путем формирования карбонатных осадков, которых в архее [72] было не меньше, чем в фанерозое. Учитывая большие объемы древнего морского карбонатонакопления, следует допустить более высокие содержания магния и кальция в морских водах докембрия и палеозоя по сравнению с мезозоем и кайнозоем. Иные данные по кальцию, полученные при изучении состава минералов группы глауконита, вероятно, связаны со сложным типом вхождения этого иона в слоистую решетку силикатов.

Как показывают примеры палеогеографических реконструкций в архее [185], наиболее распространенными карбонатными осадками в древнейших морях были соединения кальция. Доломиты, занимавшие явно подчиненное положение, пространственно тяготели, видимо, к прибрежным зонам. Такие фациальные взаимоотношения между карбонатными осадками могут существовать, как это показано экспериментальными исследованиями о количественных отношениях между магнием и кальцием, неблагоприятных для осаждения доломита (протодоломита), в тех конкретных физико-химических условиях, которые отмечались в архее. Сейчас трудно судить о том, было ли соотношение больше или меньше единицы. Однако, учитывая, что в течение продолжительного времени в карбонатные осадки в основном уходил кальций, вынос которого с суши уменьшался, можно допустить, что он преобладал в растворе, а его дополнительным источником были термальные воды. Вероятно, в архее и раннем протерозое в водах Мирового океана постепенно происходило изменение отношений между кальцием и магнием в пользу последнего. Повышенные соотношения уровня содержания кальция и магния, по всей видимости, наблюдались также в ранне- и позднедокембрийских океанических водах, причем они были более благоприятными для осаждения доломита в существовавших в это время термобарических условиях. Этим, видимо, объясняется формирование в рассматриваемое время мощных доломитовых толщ, которые по своей фациальной природе относятся не только к прибрежным, но и к открытому морским фациям. Вместе с доломитовыми осадками происходило накопление известняков, но наиболее интенсивно оно шло в неплатформенных областях [96, 341]. Таким образом, в общем балансе (сокращение выноса кальция с континентов, накопление как доломитов, так и известняков) в докембрии продолжался процесс сокращения количества кальция, а также возрастал расход магния в морской воде. В конце докембрия появляется морская фауна, использовавшая для постройки своих раковин карбонат кальция. С этим же периодом связано накопление заметных скоплений сульфата кальция. Все это, несмотря на увеличение выноса кальция с суши, приводило к тому, что его содержания в морской воде сокращались. Этот процесс, как показали результаты изучения жидкой фазы включений в кремнистых породах, продолжался в кембрии и ордовике. Однако уже в отдельных образцах из ордовикских отложений отмечены отношения между кальцием, магнием и натрием, близкие к их пропорциям в современной морской воде [150]. Видимо, в это время наступает устойчивое равновесие между расходом

кальция и магния в процессе морской седиментации и их поступлением с суши и из глубинных зон Земли, которое в общем виде сохраняется до современной эпохи. Это косвенно подтверждается расчетами по распространению в морях известывыделяющих организмов, которые показывают массовое расселение их в послекембрийское время [563].

Анализ распространения натрия в седиментационных морских минералах позволяет говорить о постепенном его накоплении в океанических водах. Об этом также свидетельствует отсутствие крупных скоплений галита в докембрийских осадках, где он известен главным образом в форме отдельных кристаллов. Вполне возможно, что в водах докембрийских морей количество натрия было недостаточным для стабильного соленакпления. Соображения, согласно которым некоторые пластообразные скопления скаполитовых пород докембрия рассматриваются как продукты метаморфизма соляных и сульфатных осадочных залежей [294], малообоснованны. Анализ этого материала показывает, что входящие в состав скаполитовых пород «солевые компоненты» могут иметь и неосадочное происхождение. Вынос натрия глубинными растворами доказан материалами изучения жидких включений из гидротермальных кремнистых пород [157].

В связи с тем, что неизвестны седиментационные образования, требующие больших расходов натрия, можно предполагать о накоплении этого катиона в морских водах в конце позднего докембрия в количествах, достаточных для формирования заметных по масштабам скоплений галита. Начиная с кембрия происходило неоднократное образование крупных залежей солей в фанерозойское время [218]. Несмотря на заметный расход натрия в эпохи соленакпления, вряд ли следует ожидать значительных колебаний этого катиона в океанических водах. Подсчеты показали, что даже в эпохи максимального проявления процесса соленакпления резервы натрия в морской воде сокращались на 10% и более [282]. Учитывая, что в поверхностном стоке в фанерозойское время количество этого элемента постоянно сокращалось, можно ожидать его значительные поступления путем мобилизации из глубинных зон Земли, а также путем растворения термальными водами более древних соляных залежей.

Поведение калия в морских растворах разного возраста во многом остается неясным. Его содержание в породах областей размыва постепенно увеличивается от архея до позднего докембрия, а затем сокращается в фанерозое примерно до архейского уровня [283]. Присутствие калия отмечено в реликтовых растворах из включений кремнистых пород, причем нередко в количествах, превышающих содержание магния [156]. Вероятно, имело место колебание его присутствия в океанических водах, что можно связать с вхождением этого элемента в аутигенные соединения. Такими образованиями в докембрии могли быть глинистые минералы. Кроме того, начиная с конца раннего протерозоя известны находки глауконита, а с кембрия — калийных солей. Таким образом, существующий материал противоречив. По всей вероятности, до появления критериев количественной или хотя бы полуколичественной оценки содержания калия в океанических водах прошлого нет основания считать его весьма распространенным катионом.

Рассмотрим в общих чертах характер изменения содержания анионов в морской воде. Из материалов, полученных при изучении состава атмосферы, морских осадков, газовой-жидких включений и т. д., можно в общих чертах наметить поведение производных угольной кислоты, ионов хлора, сульфата и фтора. Существование карбонат- и бикарбонат-ионов тесно связано с составом газов, растворенных в морской воде и соответственно присутствующих в атмосфере. Распространение в архее и раннем протерозое значительных количеств углекислого газа и аммиака в атмосфере могло создать высокощелочные условия, благоприятные для насыщения морской воды производными угольной кислоты. Щелочной характер вод в раннем докембрии, вероятно, способствовал обогащению раствора карбонат- и бикарбонат-ионами. В конце раннего протерозоя величина pH в

связи с сокращением количества растворенного аммиака понизилась и, вероятно, достигла уровня, близкого современному. В этих условиях следует ожидать некоторое возрастание бикарбонат-иона относительно карбонат-иона. Вполне возможно, что их соотношение установилось в пределах, благоприятных для химического и биохимического осаждения доломитовых (протодоломитовых) осадков в среде с хлорностью ниже 19‰. Такие условия в общем виде сохранились в течение позднего протерозоя и большей части фанерозоя. Некоторое сокращение количества ионов угольной кислоты имело место начиная со среднего девона в связи с понижением парциального давления углекислого газа в атмосфере. По той же причине в кайнозое это повторяется еще раз.

Хлор-ион поступает в морскую воду вместе с растворами глубинного происхождения. Основной статьей его расхода является соленакопление, в меньшей степени — вхождение в решетки некоторых других минералов (фосфаты и др.). В истории хлор-иона можно наметить два этапа. Первый, докембрийский, представляет собой время постепенного накопления этого компонента в морской воде. Его абсолютную концентрацию в разные периоды этапа определить по имеющимся материалам трудно. Во всяком случае хлорность океанических вод была недостаточна для возникновения насыщенных растворов в прибрежной зоне, из которых возможно выпадение заметных количеств солей хлоридов натрия и калия химическим путем. Второй этап охватывает конец докембрия и фанерозой. В это время, вероятно, был достигнут уровень хлорности, при котором возможно формирование солей в прибрежной части морских водоемов.

Отсутствие значительных скоплений сульфатных пород в разрезах осадочного докембрия свидетельствует о сравнительно низких содержаниях SO_4^{2-} в древних водоемах. Характерно, что сульфат-ион не обнаружен и в жидких включениях осадочных кремнистых пород докембрия и в соляных минералах нижнего палеозоя. Вместе с тем некоторое повышение этого компонента следует ожидать в морской воде в конце позднего докембрия. В отличие от более древних отложений, где сульфаты кальция встречаются в виде мелких скоплений или редких прослоев, в карбонатных, преимущественно доломитовых толщах позднедокембрийского возраста появляются пласты гипса и ангидрита. Они известны в Канаде, Австралии, Восточной Сибири и на Русской платформе [271]. Детальное изучение этих образований, проведенное в разрезах северной части Сибирской платформы, показало, что в случае переслаивания сульфатных пород с оолитовыми доломитами ангидрит можно обнаружить в отдельных зернах, «запечатанных» внутри оолитов, что может свидетельствовать о его первично-седиментационном происхождении [113].

Сульфаты кальция являются постоянными сопутствующими минералами в фанерозойских соленосных толщах. Они часто ассоциируются с пестроцветными терригенно-глинистыми породами. Ю. Ф. Кореннов [189] и другие, проанализировав распределение сульфатов в калийсодержащих солях, обнаружили следующую закономерность: сульфатные минералы конечных фаз кристаллизации (сульфаты магния и калия) отсутствуют среди кембрийских — карбоновых соленосных формаций, проявляясь только в пермских толщах. В этом Ю. Ф. Кореннов видит изменение содержания сульфат-иона, количество которого было ниже в начале палеозоя, нежели в его конце. Другими словами, морская вода в докембрийское и палеозойское время имела хлоридный состав, а начиная с перми преобразовалась в современный сульфатно-магниевый тип. Этому заключению не противоречат материалы изучения реликтовых растворов в кембрийских осадочных кремнистых и соляных минералах, в которых сульфат-ион практически отсутствует, что может свидетельствовать о его относительно низких содержаниях как в океанических водах, так и в солеобразующих растворах.

К анионам, о которых имеются какие-либо сведения, можно отнести фтор-ион, известный в реликтовых растворах из включений кремнистых пород рифея и раннего палеозоя [156]. Кроме того, его присутствие в

Схема изменения газо-солевого состава, термобарических и других условий вод Мирового океана в геологической истории Земли

Возраст	Состав ионов		Состав растворенных газов		Средняя температура, °С	Среднее давление	Величина рН
	преобладающих	второстепенных	преобладающих	второстепенных			
Кайнозой — пермь	Na ⁺ , Mg ²⁺ Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺ , K ⁺ HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , F ⁻	N ₂ , O ₂	Углекислый газ, инертные газы	Около 18	1—4,5	8
Карбон — ордовик	Na ⁺ , Mg ²⁺ Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺ , K ⁺ SO ₄ ²⁻ , CO ₃ ²⁻ , F ⁻	N ₂ , O ₂ , CO ₂	Инертные газы	Около 20	1,5—2,5	8
Ордовик — кембрий	Mg ²⁺ , Na ⁺ , Ca ²⁺ Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻	K ⁺ CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻	N ₂ , CO ₂ , O ₂	Инертные газы	Около 25	2,5—3,0	8
Венд — конец раннего протерозоя	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ HCO ₃ ⁻ , Cl ⁻	K ⁺ , NH ₄ ⁺ CO ₃ ²⁻ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻	N ₂ , CO ₂ , O ₂	Аммиак, инертные газы	25—50	3—40	8
Ранний протерозой — архей	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , NH ₄ ⁺ HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , Cl ⁻	Na ⁺ , K ⁺ SO ₄ ²⁻ , F ⁻	CO ₂ , NH ₃ , N ₂	Кислород, метан, инертные газы	До 70	10—15	~9

Примечание. В числителе — катионы, в знаменателе — анионы.

морских водах зафиксировано в виде скоплений флюорита (ратовскита) в карбонатных породах различных районов. Судя по этим находкам в докембрии и палеозое, количество фтор-иона в морских водах этого времени невысокое. Источниками фтора были растворы и газы, поступающие из глубинных зон Земли, а также продукты жидкого стока на суше [282].

Приведенные выше соображения и фактический материал дают основание считать, что газовый и солевой составы океанических вод в геологической истории Земли не были постоянными, они испытывали существенные изменения, имеющие вполне определенную направленность. Последняя проявилась в последовательном уменьшении абсолютного и относительного количества таких ионов, как аммоний, кальций, производные угольной кислоты, а также углекислого газа и аммиака при соответствующем росте содержания магния, натрия, хлора, сульфат-иона, кислорода и азота. Вероятно, в связи с этим возрастала общая соленость и хлорность растворов. Учитывая изменения количеств отдельных ионов начиная с орехья, в настоящее время можно наметить пять основных типов океанических вод (табл. 36). Думается, что дальнейшие исследования в этой области позволят уточнить предлагаемую схему и детализировать ее не только для вод Мирового океана в целом, но и для отдельных его частей в пространстве и во времени.

ЗОНАЛЬНЫЕ СРЕДЫ

Типизация зон морской седиментации построена на той же основе, что и для

континентальной провинции. Здесь, следовательно, выделяются две группы зон: ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические.

Современные ландшафтно-климатические зоны

В основу предлагаемой классификации современных ландшафтно-климатических зон Мирового океана положены такие показатели, как температура, давление и глубина дна бассейна. Для выделения зон используется температурный показатель, являющийся основным, определяющим тип автохтонных осадков морского происхождения, среди которых первое место занимают карбонаты. Выделяются четыре типа ландшафтно-климатических поясов или суперзон: полярные, бореальные и нотальные, субтропические и тропические. Они достаточно близки по положению климатическим зонам, приведенным в «Физико-географическом атласе Мира» [347]. Отличия их даны в табл. 37.

А. П. Лисицын [213] выделил, кроме того, следующие природные (климатические) зоны: 1) южная ледовая, 2) южная умеренная, 3) южная аридная, 4) экваториальная гумидная, 5) северная аридная, 6) северная гумидная и 7) северная ледовая. Как видно из табл. 37, эта схема близка климатической зональности. Возможно, она удобна для использования при работе с современными пелагическими осадками. Однако при изучении прибрежных и шельфовых осадков, а особенно при реконструкции древнего морского осадконакопления она менее удобна, чем предлагаемая схема типизации ландшафтно-климатических зон, так как в данном случае теряются такие важные температурные индикаторы автохтонной седиментации, как кораллово-водорослевые рифовые постройки, микритизация и продукты их переотложения. В схеме А. П. Лисицына они попадают как в экваториальную гумидную, так и в аридную зоны. Этим объясняются изменения в названиях границ в предлагаемой схеме. Вторая причина — принятый в данной работе дифференцированный подход к составным частям осадка с выделением автохтонных и аллохтонных компонентов.

Современные полярные суперзоны включают Северный Ледовитый океан, южные окраины Тихого, Атлантического и Индийского океанов, характеризующиеся постоянно существующими низкими температурами и связанным с ними покровом морских льдов. Кроме того, к полярным суперзонам следует отнести придонные глубоководные участки, располагающиеся ниже границы растворения кальцита.

Бореальная и нотальная зоны, окаймляющие в Южном и Северном полушариях полярные пояса, характеризуются чередованием зимних

Таблица 37

Схема сопоставления ландшафтно-климатических и климатических зон и суперзон (поясов)

Зоны суши [29]	Зоны океана [29]	Климатические зоны [213]	Ландшафтно-климатические суперзоны или пояса
Арктические пустыни	Полярная	Полярная	Полярные
Тундра	Субполярная	Умеренная и субполярная	Бореальная и нотальная
Лес, лесостепь, степь	Умеренная		
Средиземноморская	Субтропическая	Тропическая и субтропическая	Субтропическая
Тропические пустыни и саванны	Тропическая		
Гилейные леса	Экваториальная	Экваториальная и субтропическая	Тропическая

и летних периодов. В осадках сохраняются известковистые раковины и их обломки, однако интенсивного карбонатакопления в них не наблюдается. В субтропических суперзонах, располагающихся между бореальной (нотальной) и тропической и отличающихся устойчивой среднегодовой положительной температурой, процесс карбонатакопления распространен весьма широко. Здесь проявляется микритизация, характерная и для тропической суперзоны [292]. Однако в ней отсутствуют органогенные постройки рифового типа. Последние существуют в тропической суперзоне, где температура воды не опускается ниже 18°C в зимнее время [670].

Важным показателем, определяющим характер автохтонного осадко-накопления, является глубина бассейна. При современном уровне знаний процессов седиментации наиболее приемлемым для рассматриваемого вопроса является четырехчленное разделение океанического дна на зоны: 1) прибрежная, 2) шельфовая, 3) континентальный склон (склоновая) и 4) пелагическая. Прибрежная зона, охватывающая глубины до 50 м, представляет собой область сочленения суши и моря. Здесь влияние континентальной обстановки наиболее интенсивно. В первую очередь это сказывается на общей солености морской воды, которая обусловлена балансом влажности в прибрежной области. По этому признаку во всех зонах, выделяемых по температуре, обособляются гумидные и аридные субзоны (табл. 38).

Шельфовые зоны характеризуются сравнительно небольшими глубинами, на большей части толщи морской воды (до глубины 200 м) сохраняют температурный режим поверхностного слоя. Образующийся в верхнем слое автохтонный материал может достигать глубины до 400 м, не претерпев существенных изменений. Это обстоятельство позволяет считать шельфовые зоны седиментационными эталонами (седиментотипами) суперзон, выделяемых по температурному режиму.

Континентальный склон, являющийся переходным между шельфом и пелагиалью (абиссалью), характеризуется глубинами до 1500—2000 м. В его профиле по глубинам наблюдается существенное изменение физико-

Таблица 38

Схема классификации современных морских ландшафтно-климатических зон и субзон

Суперзоны по температурному режиму	Зоны по глубинам бассейна и субзоны по балансу влажности			
	Прибрежные	Шельфовые	Континентального склона	Пелагические
Полярные	Гумидные	Полярные	Полярные	Полярные
	Аридные		Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная Полярные
Бореальная и нотальная	Гумидные	Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная
	Аридные			Полярные
Субтропические	Гумидные	Субтропические	Субтропические	Субтропические
	Аридные		Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная Полярные
Тропическая	Гумидная	Тропическая	Тропическая	Тропическая
	Аридная		Субтропическая	Субтропическая
			Бореальная и нотальная	Бореальная и нотальная Полярная

химических условий. Следовательно, тот автохтонный материал, который формировался в поверхностном слое, должен пройти толщу океанической воды с иными термодинамическими и другими параметрами. В этих условиях наблюдается избирательная переработка исходного материала, которая проявляется в растворении арагонита и части кальцита, окислении органической составляющей и т. д. Таким образом, автохтонные компоненты, накапливающиеся на континентальном склоне, уже не несут той полной информации, которая в них имелась во время образования в верхних слоях (до 200 м) толщи океанической воды.

Пелагические зоны, занимающие в современную эпоху наибольшую площадь океанической поверхности, отличаются еще большей стратификацией разреза воды по физико-химическим показателям, чем континентальный склон. Здесь на больших глубинах выделяется субзона низких температур, которая характеризуется интенсивным растворением почти всего карбонатного материала и которая по характеру гидрохимических процессов ближе полярной поверхностной суперзоне.

Рассмотрим особенности распределения автохтонных продуктов в выделенных ландшафтно-климатических зонах и субзонах. В прибрежной области разделение на гумидные и аридные субзоны имеет место на всей акватории Мирового океана. В гумидной полярной субзоне наблюдаются скопления автохтонного материала, представленного редкими карбонатными раковинами, их обломками, некоторым количеством органического вещества. Среди диагенетических образований известны стяжения окислов и гидроокислов железа и марганца, а также карбоната марганца [507]. Осадки автохтонного типа аридной субзоны встречены в озерах на побережье Юго-Восточной Антарктиды, не потерявших связь с морем. Представлены они мирабилитом и гидрогалитом. Характерными автохтонными осадками бореальной и нотальной гумидных субзон являются карбонатные образования, сформированные раковинами моллюсков, остракод, фораминифер, мшанками, остатками ежей, усонюгих, водорослей и т. д. [27, 572, 584 и др.]. В более низких широтах этой субзоны возрастает количество карбонатных органических остатков, местами образующих раковинные грунты и банки [506, 508]. Органические карбонатные остатки в условиях конкретных сред седиментации испытывают истирание и раздробление, причем полученный материал дифференцируется под влиянием гидродинамической активности, но в пределах прибрежной области [441 и др.]. Наблюдаемые постседиментационные изменения карбонатного материала могут происходить путем перехода низкомагнезиального кальцита в высокомагнезиальную разность, образования арагонитового цемента и доломитовых конкреций [70, 508 и др.] В некарбонатных илах в постседиментационную стадию окисляется органическое вещество и образуются железисто-марганцевые конкреции, а в восстановительных условиях появляются сульфиды железа [61, 70 и др.].

Прибрежные осадки аридной субзоны распространены широко. Территориально они приурочены к континентальным зонам полупустынь и пустынь умеренного климата, а также степей, прерий и пампасов. В заливах и лагунах этой субзоны, примерами которых являются Сиваш (Азовское море), Кара-Богаз-Гол (Каспийское море) и др., наблюдается химическая седиментация галита, эпсомита, мирабилита, глауберита, астраханита, гипса и других минералов, состав которых указывает на полиатермический тип осадконакопления. Механизм накопления автохтонных продуктов в заливах, имеющих питание за счет вод океана (моря), можно проследить на примере Кара-Богаз-Гола. Особенностью этого бассейна, который может служить седиментационной моделью современного процесса накопления эвапоритов в прибрежной бореальной аридной субзоне, являются непостоянство связи с морем и зональность в накоплении карбонатных, сульфатных и хлоридных минералов как по площади, так и по времени. А. И. Дзенс-Литовский [102] приводит следующие цифры изменения притока вод из моря в залив. В 1929 г. он составлял 25,6 км³ в год, в 1939 — 6,04 км³, в 1949 — 14 км³, а затем снова уменьшился. Со-

ответственно за это время залив обмелел (с 10 до 3 м), его площадь сократилась с 18 до 12 тыс. км², а объем рассолов уменьшился со 124 до 23 км³. Колебания уровня Каспийского моря изменили Карабогазгольский залив, за рассмотренное время его длина возросла с 5,6 до 10,5 км, а ширина уменьшилась с 200—700 до 120—130 м, в проливе образовался порог высотой 3,0—3,5 м. Приведенные цифры свидетельствуют о непостоянстве физико-химических условий накопления автохтонных продуктов в Кара-Богаз-Голе. Воды Каспийского моря постепенно смешиваются с рассолами залива, двигаясь вдоль южного побережья, где осаждаются слаборастворимые соли (гипс, глауберит), формируя в юго-западной части пролива гипсовый солончак. К востоку летом накапливаются гипс и галит, вдоль юго-восточного участка формируются скопления галита и астраханита, а в районе Чагалы (юго-восток залива) с последними ассоциируется эпсомит. Близкую схему распределения рисует В. П. Федин [342], который, кроме того, в юго-западной части Кара-Богаз-Гола отмечает карбонатные илы.

В западной и юго-западной частях залива в зимнее время накапливается мирабилит, а в восточной и центральной — мирабилит с примесью эпсомита [102]. Выпадение в осадок мирабилита следует считать характерным признаком политермического режима соленакопления. Оно в Кара-Богаз-Голе прослежено в течение голоцена и позднего плейстоцена. Разрез соленосной толщи (снизу вверх) следующий [102]:

	мощность, м
верхний плейстоцен	
1) илы и глины известковые, залегающие с перерывом на олигоценовых глинах, в верхней части переходящие в илы с мучнистым гипсом	
2) соли IV пласта (галит, глауберит, астраханит)	3
3) илы с мучнистым гипсом	6
4) соли III пласта (галит, глауберит, астраханит)	5
5) илы гипсовые с гипсовым песком	8
6) соли II пласта (галит, глауберит)	10
голоцен	
1) пески гипсовые	1
2) илы карбонатно-гипсовые с фауной	4
3) соли современного пласта	1,5

Таким образом, масштабы солеобразования в этой субзоне могут достигать значительных объемов, однако мощности пластов не превышают 10 м, а площади распространения — первых десятков тысяч квадратных километров.

Гумидные прибрежные субзоны субтропиков внутриконтинентальных водоемов распространены ограниченно. Они известны вдоль Черноморского побережья Кавказа (южнее г. Сухуми). В этой области отмечаются известковые пески и илы, содержащие раковины моллюсков, остатки мшанок, баланусов, бентосных фораминифер, иглокожих, остракод, водорослей и др. Постседиментационные изменения проявляются в виде цементации карбонатных илов арагонитом. Океанический тип гумидных, прибрежных осадков субтропиков известен на восточном побережье Северной Америки. В этом районе часто встречаются моллюсковые ракушняка с примесью иглокожих, бентосных фораминифер и других организмов. Вдоль северо-восточной окраины п-ва Флорида появляются оолиты [583]. В южной части его, на границе с тропиками, на отмелях распространены карбонатные прибрежные осадки, содержащие протодоломит. Наиболее подробно изучены осадки отмели Шугарлоф [423]. Протодоломит в этом районе ассоциируется с высокомагnezийным кальцитом (15% MgCO₃) и арагонитом. Наиболее высокие содержания протодоломита фиксируются в литифицированных осадках. Состав различного типа вод, характеризующих среду доломитообразования, дан в табл. 39. Обращает на себя внимание незначительное (не более чем на 20%) увеличение солености поровых вод по сравнению с морской водой и повышенное отношение магния и кальция, особенно в образце с высоким содержанием доломита (1—28).

Некоторые параметры поверхностных и поровых вод стмели Шугарлоф, Флорида [423]

Местоположение пробы и содержание доломита в осадке	№ образца	Дата	Количество ионов, мг/л					Общее содержание CO_3 , мг/л	pH	Mg/Ca
			Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	SO_4^{2-}			
Воды, взятые из пролива (бухта, примыкающая к берегу)	SK-82	9/1965	21 200	480	1411	14 579	2490	136	8,0	4,8
		4/1966	22 646	487	1532	12 867	3264	125	8,21	5,2
Воды, покрывающие прибрежные низины	1—20	9/1965	24 600	549	1647	13 917	3410	241	8,0	3,0
Воды, собранные из открытых впадин, вырытых в современных осадках (доломита 60%)	1—28	4/1966	26 700	650	1830	15 110	3990	311	7,4	4,6
Воды, собранные из скважин, пробуренных на 4 м в плейстоценовых подстилающих породах	1—66	4/1966	25 800	647	1783	15 100	3951	207	7,4	4,6
Поровые воды современных осадков (выше литифицированного слоя)	1—28	4/1966	25 100	629	1807	13 970	3470	501	7,8	4,7
Поровые воды современных осадков (ниже литифицированного слоя)	1—28	4/1966	33 690	775	2304	19 737	4723	211	7,74	4,9

Среди осадков аридной субзоны субтропиков в прибрежных участках выделяются три типа автохтонных продуктов. К первому из них относятся ракушняка, скопления ракушнякового боя и оолиты. Во внутренних морях этот тип осадков распространен вдоль южного побережья Черного и Каспийского морей, а также вдоль восточного и южного побережья Средиземного моря. В Черном море по его южному побережью установлены биогенный кальцит с примесью биогенного арагонита [334]. Южная, Африканская часть прибрежной области Средиземноморья богата ракушнями, карбонатными илами и скоплениями оолитов. Они протягиваются от Синайского полуострова до Туниса [119].

Второй тип характеризуется высокомагнезиальными карбонатными образованиями. Примером могут служить осадки залива Куронг в Южной Австралии [437, 531]. Современные илы в заливе и отпшуровавшихся озерах с соленостью, близкой морской (табл. 40), представлены арагонитовыми илами, переходящими выше по разрезу в аморфный протодолмит, доломит с примесью магнезита. Протодолмит образует шарики-сферулы диаметром 0,2—1 мкм. При нагревании до 55°C он переходит в доломит.

Таблица 40

Физико-химические параметры водоемов с доломитовыми осадками Южной Австралии [639]

Ионы	Море	оз. Кингстон		Кантара	Дренажные каналы		
		Июнь	Ноябрь	Ноябрь	Июнь	Ноябрь	Январь
Cl^-	55,04	54,7	55,1	55,1	48,5	49,9	50,1
SO_4^{2-}	7,68	6,4	6,5	8,2	9,5	8,7	9,6
CO_3^{2-}	0,41	1,0	1,0	0,1	6,1	5,2	4,8
Na^+	30,61	34,2	34,2	32,0	27,3	29,0	28,3
Ca^{2+}	1,16	0,7	0,7	0,9	4,0	2,8	1,3
Mg^{2+}	3,69	2,5	2,5	3,6	4,6	4,4	5,8
Mg/Ca	3,2	3,6	3,6	4,0	1,1	1,5	4,5
Соленость, %	3,5	1,6	1,6	14,1	0,27	0,25	0,28
T° , С воды	—	18,5	17,5	21,0	—	—	—
pH	—	9,2	9,2	8,5	—	—	—

К третьему типу отнесены образования типа сабкхи и соленосные осадки. Сабкха прослежена вдоль южного и юго-восточного берегов Средиземного моря (побережье Туниса, Синай и др.). Она сложена осадками заливов и лагун, не потерявших связь с открытым морем. Характерен набор минералов: магнезиальные кальциты, доломит (протодоломит), глауберит, гипс и др. [497, 611 и др.]. Отмечается незначительное количество ангидрита. Такой состав автохтонных минералов указывает на развитие эвапоритового процесса в изотермических условиях. Фациально с сабкхой тесно связаны соленосные осадки, известные в прибрежной зоне Средиземноморья (Синай, о-в Кипр, Африканское побережье), а также в субтропической области Северной Америки. Одним из крупных бассейнов прибрежного соленакпления субтропиков является лагуна Ойо-де-Либре на западном побережье п-ва Калифорнии (Мексика). По данным Ф. Б. Флегера [349], ее строение следующее. Лагуна простирается в глубь пустыни на 65 км. С Тихим океаном она соединена проливом шириной 3 км и глубиной 12 м. Во время приливов в лагуну поступают свежие порции морской воды. Соленость воды лагуны примерно в два раза выше, чем в океане.

Накопление эвапоритов происходит вдоль внутренней части лагуны, отделенной низким барьером из песка, ракушки и ила. Барьер образовался под действием волн в лагунах и приливов. Приливные волны прорывают барьер и доставляют свежие порции морской воды в краевые части лагуны, где она подвергается испарению. Краевые части лагуны окаймлены соляными болотами, которые покрыты чехлом из волокнистых водорослей. Под слоем растительности располагается слой толщиной 2—3 мм, сложенный игольчатыми кристаллами арагонита алевритовой размерности.

Галит осаждается в понижениях между болотами и тонким слоем на водорослевых «подушках». На возвышенных участках распространен мелкокристаллический гипс, а в зонах перехода между западинами и водораздельными участками — смесь галита и гипса. При сравнении осадконакопления в лагунах Ойо-де-Либре с накоплением эвапоритов в аридных субзонах бореальных и полярных суперзон (пооясов) отмечается упрощение состава эвапоритов, что связано с изотермическим процессом соленакпления и резким повышением биологической продуктивности.

Прибрежная область тропической суперзоны также представляет собой регион интенсивного накопления автохтонного карбонатного и иного материала, по составу близкого субтропической области. Однако в тропиках распространены кораллово-водорослевые рифы (рис. 10), образующие отдельные органогенные постройки или барьеры, протягивающиеся на сотни и тысячи километров.

Гумидная прибрежная субзона тропиков включает обширные поля карбонатакпления, сложенные органогенно-обломочными осадками, сцементированными постседиментационными органогенно-химическими продуктами. Основными поставщиками карбонатного вещества являются органогенные постройки, в том числе рифы. В тропической суперзоне распространены герматипные шестилучевые кораллы, красные и зеленые водоросли, фораминиферы, моллюски и другие организмы теплых мелководных вод бассейнов [519]. В пределах областей карбонатакпления кроме органогенных построек и фаций, сопутствующих им (приливно-отливная зона, отмели, лагуны и др.), распространены карбонатные осадки песчаной и более мелкой размерности. Источником последних явились остатки организмов, затем подвергшихся дифференциации под влиянием гидродинамического режима мелководья и особенностей строения береговой линии и дна. Существенное место среди этих отложений занимают известняковые и арагонитовые пески и оолитовые осадки [52, 267], которые могут вне зоны действия волн цементироваться арагонитом, реже высокоминеральным кальцитом [470]. Особенность строения органогенных построек разного типа (атоллы, барьерные рифы и т. д.) — продолжительность формирования, охватывающая десятки миллионов лет. В те-

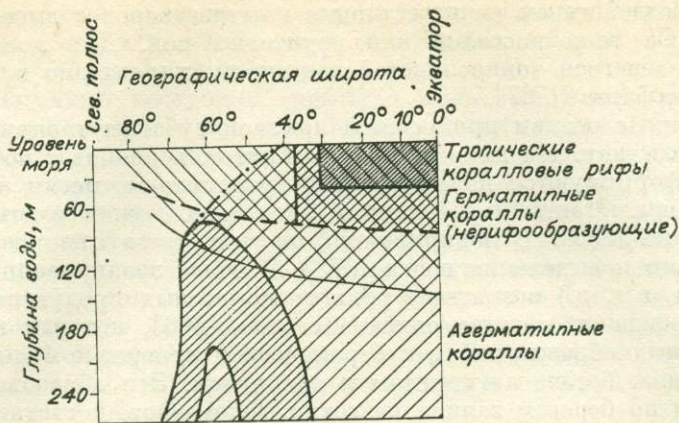


Рис. 10. Глубины обитания и широтные границы распространения современных коралловых рифов, герматипных кораллов и глубоководных коралловых банок [275].

Штриховая линия — фактический предел глубины для известковых водорослей; тонкая сплошная — крайний предел глубины для известковых водорослей; штрих-пунктирная — фактический предел глубины для склерактиний; участок с густой штриховкой внизу — коралловые «банки» и мелкие «риффы» в Северном Атлантическом бассейне.

чение этого времени под влиянием различных внешних факторов (колебания уровня океана, направления господствующих ветров, температуры и т. п.) многократно меняются в пространстве фациальная зональность, распределение типов карбонатных осадков. Это приводит к тому, что в ископаемом состоянии исследователю предстает суммарная картина многократных наложений различных фациальных рисунков, осложненных, кроме того, частыми размывами.

Изменение первичных состава и структуры органогенных карбонатных осадков начинается еще в период их формирования: разрушение кальцита водорослями с формированием обызвесткованных водорослевых нитей, которые при распаде дают известковый материал алевритовой и микритовой размерности [543]. Кроме того, наблюдается подводная цементация, связанная с воздействием морской воды, пересыщенной карбонатом кальция [486, 570]. Деятельность бактерий и синезеленых водорослей приводит к осаждению в порах высокомагнезимального кальцита, который трансформируется в арагонит или доломит [578]. Арагонитовое вещество под влиянием пресных вод преобразуется в низкомагнезимальный кальцит. В субаэральных условиях формируются известковые корки, почвы и коры выветривания. С последними связано формирование продуктов, обогащенных фосфатным и аллитным веществом [41, 129, 531, 662].

В особый тип прибрежных осадков тропической гумидной субзоны выделяются карбонатно-терригенные образования в приливных районах с мангровыми зарослями [140, 508]. Кроме собственно мангров в этой зоне присутствуют морская трава, синезеленые водоросли, гастроподы, двустворки, нематоды, крабы и другие организмы. Влажные периоды характеризуются развитием растительности и животного мира, накоплением органогенных и карбонатных илов. Иногда скопления растительных осадков образуют торфяники. В засушливые периоды в водоемах прибрежной зоны настолько повышается соленость, что гибнут фауна и водорослевый ковер и накапливается галит.

Доломитовые илы известны на островах Багамских и Бонайра. На Багамской банке, вдоль западного побережья о-ва Андрос доломит распространен в комковатых известковых илах [166]. Местами он образует пласт мощностью до 1,5 м. Доломитовые осадки, отмечающиеся выше приливной полосы, ассоциируются с водорослевыми образованиями. Доломит о-ва Бонайра также связан с прибрежными карбонатными осадками [462]. Его образование, как и генезис доломитов Багамской банки,

объясняют воздействием на известковые илы растворов с высоким отношением Mg/Ca типа рассолов или грунтовых вод. Для доломитового слоя, отличающегося тонкослойной текстурой, характерно присутствие желваков фосфатов [587].

Автохтонные осадки прибрежной аридной субзоны тропиков разнообразны по составу. На пляжах полузамкнутых водоемов с повышенной соленостью формируются кальцитовые и арагонитовые пески и водорослевые покровы. Часть карбонатного материала может иметь эоловое происхождение [588]. В подприливной части разреза отмечаются скопления раковин и выделения гипса [675]. В более изолированных водоемах (лагуны и т. д.) возрастает роль эвапоритовых продуктов. На побережье Персидского залива описана сабкха [166], которая в отличие от аналогичных образований в субтропической суперзоне более широко распространена, богаче ангидритом и доломитом. Эти образования прослеживаются по берегам залива на сотни километров, достигая ширины 11 км. В глубь берега выделяются полоса прилива, водорослевая низина и незаливные низины (собственно сабкха). Геохимические параметры и минералогический состав осадков одного из районов Персидского залива даны в табл. 41. Парагенетический ряд минералов (от моря к суше) следующий: арагонит—доломит (протодоломит) — эвапоритовые минералы. Характерно, что ангидрит распространен в форме прожилков, линз, конкреций, которые залегают выше уровня высокого прилива, а гипс,

Таблица 41
Геохимические параметры вод и минеральный состав прибрежных участков Персидского залива на п-ове Катар в районе Абу-Дхаби [166]

Район	Параметры вод					Минералы в осадках
	Соленость, %	Содержание хлора, г/л	pH	Температура, °C	Mg/Ca	
Западный берег п-ова Катар						
Нижние заливные равнины	—	—	—	—	—	Арагонит, 80%
Водорослевые низины	—	—	—	—	—	Арагонит, 95%
Верхние заливные равнины	—	—	—	—	—	Доломит, арагонит
Прилегающая суша	27,5	—	—	—	—	Доломит, гипс
Сабкха, Катар	—	—	—	—	—	Керн: доломит, перекрывающий арагонит
Лагунные воды, Катар	—	30—35	—	—	3	—
Водорослевая низина, Катар	—	50—130	—	—	—	—
Край сабкх	—	150	6,7	40 (лето)	—	—
Побережье Договорного Омана	—	—	6,0	35 (X/1962)	—	Протодоломит (Ca54, Mg46)
Сабкха, Абу-Дхаби	—	—	6,2	—	—	Керн: доломит, ангидрит, кальцит, галит, гипс
Лагуна Абу-Дхаби	—	—	до 8,0	—	10	—
Сабкха на побережье Договорного Омана	—	—	—	40 (I/1965) 49 (IV/1964)	— —	Доломит, ангидрит, гипс То же

образующий несколько генераций, в крупных кристаллах содержит включения арагонита, кальцита и обломочного кварца. Галит местами цементирует обломочный материал.

Органогенные постройки (риффы) в аридной субзоне по составу и строению тождественны таковым из гумидной области тропиков. Правда, в пределах внутриконтинентальных морей (например, Красного моря), где общая соленость выше, чем в Мировом океане, наблюдается увеличение количества арагонита и высокомагнезиальных карбонатов [583]. Здесь же фиксируются скопления гипса и галита в рифовых лагунных и надприливных осадках [483]. Однако следует заметить, что химическое осаждение сульфатов из лагунных вод известно и в других климатических областях, где благоприятные условия аридного микроклимата создаются на наветренной части органогенной постройки [462].

Общая схема автохтонной седиментации в прибрежно-морской зоне приведена в табл. 42.

Автохтонное осадконакопление в шельфовой области, как уже указывалось выше, тесно связано с температурным режимом. В связи с этим ландшафтно-климатические зоны шельфа являются своего рода температурными индикаторами-эталоном автохтонной седиментации. В полярной шельфовой зоне накопление карбонатного материала происходит в небольших масштабах. Количественное отношение между отдельными группами организмов следующее [214]: мшанки — около 40%, иглокожие — около 20, моллюски — 20%. Кроме того, здесь присутствуют остатки диатомовых водорослей. Примером накопления карбонатного материала в шельфовой полярной зоне может служить область, примыкающая к берегам Антарктиды под шельфовым ледником Росса. В донных илах на этом участке шельфа встречены единичные раковины фораминифер, остракод и полихет. Кремнистые илы на шельфе полярной зоны известны в заливе Олаф Прюде (Антарктида), где они представлены скорлупками диатомей *Schimperella*, составляющими до 44% донных илов [213]. Соединения железа, поступающие с водами рек, впадающих в моря Северного Ледовитого океана, частично механическим путем, достигают шельфовой зоны и в области смешения шельфовых вод с поднимающимися по континентальному склону вод Атлантики в форме гидроокиси железа выпадают в осадок. Этот процесс приводит к дефициту кислорода в данной зоне [286].

В бореальной и нотальной зонах характер автохтонных продуктов зависит от солености, типа бассейна и географической широты. Во внутренних морях с пониженной соленостью для шельфовой области отмечается скопление раковин моллюсков и других организмов, их обломков, окислов и гидроокислов железа и марганца (среди диагенетических образований известны дисульфиды железа, гипса и др.) [70], местами панцирей диатомовых водорослей [361], фосфатов. Появление последних связывают с восстановительными условиями [650].

Примером автохтонного материала из бореальной шельфовой зоны вблизи границы с субтропической областью могут служить ракушняка и скопления битой ракушки вдоль северного побережья Черного моря. Здесь выделены мидиевые и фазеолиновые илы, господствующим минералом в которых является арагонит [38].

В условиях открытой связи шельфа с глубоководными областями океана, на участках слабой терригенной седиментации происходит накопление карбонатного биогенного материала, представленного остатками моллюсков (до 60%), мшанок (10%), иглокожих (10%), бентоносных фораминифер (около 10%), гастропод и других, которые сопровождаются гидроокислами железа [214, 449]. Здесь же встречен глауконит, рассматривающийся как аутигенный минерал. Количество карбонатного материала может варьировать в значительных пределах. Так, на континентальном шельфе вдоль Западной Шотландии, где количество карбонатного материала от прибрежной субзоны в сторону открытого океана меняется от 70—80 до 20—30%, наблюдается изменение в составе орга-

Схема распределения автохтонных продуктов в современных морских прибрежных ландшафтно-климатических зонах

Суперзоны (пояса), субзоны		Автохтонные продукты			Постседиментационные изменения и их продукты
		Сообщества осадкообразующих организмов	Биокластический материал	Хемогенный материал	
Полярные	Гумидные	Редкие моллюски, фораминиферы	Редкие скопления ракушки и боя	Гидроокислы Fe и Mn, кальцит (?)	Карбонаты Ca, Mg, Mn
	Аридные	?	?	Мирабилит и гидрогалит	?
Бореальная и нотальная	Гумидные	Моллюски, остракоды, фораминиферы, мшанки, иглокожие, водоросли, кораллы, образующие органические постройки (банки и т. д.)	Раковинные скопления	Кальцит, арагонит, магниальный кальцит	Миграция магния в карбонатах, доломитовые конкреции, окислы Fe и Mn, сульфиды Fe
	Аридные	Моллюски, водоросли	Раковинные скопления	Мирабилит, глауберит, эпсомит, астраханит, гипс, галит, карбонаты	Перекристаллизованные сульфаты и хлориды, цементация арагонитом и кальцитом
Субтропические	Гумидные	Разнообразные беспозвоночные и водоросли, образующие органические постройки (колонии, банки)	Ракушняки, пеллетовые и микритовые карбонатные пески	Карбонатные оолиты, арагонитовые иглы, доломит (протодоломит)	Миграция магния в карбонатах, цементация кальцитом и арагонитом, микритизация
	Аридные	Беспозвоночные водоросли, банки, колонии	Ракушняки, пески с кальцитом и арагонитом	Сабкха: Mg-кальциты, протодоломит, доломит, реже магнезит, глауберит, ангидрит, галит, оолиты из арагонита и кальцита	Цементация арагонитом, кальцитом и гипсом, микритизация
Тропическая	Гумидная	Разнообразные и многочисленные беспозвоночные, водоросли, кораллово-водорослевые постройки (риффы)	Ракушняки, пески с обломками шестилучевых герматинных кораллов, пеллеты зеленых водорослей и т. д.	Карбонатные оолиты, кальцит, арагонит, доломит	Mg-кальцит, кальцит, доломит, цементация этими минералами, микритизация
	Аридная	Водорослевые покровы, кораллово-водорослевые постройки (риффы)	Ракушняки, пески с обломками шестилучевых герматинных кораллов, пеллеты зеленых водорослей и т. д.	Биокластиты: арагонит, оолиты. Сабкха: Mg-кальциты, доломит, ангидрит, галит. Рифы: арагонит, гипс, галит	Цементация арагонитом, кальцитом, доломитом, гипсом, галитом, микритизация

нических остатков. В более мелководной части отмечаются моллюски, ракообразные, иглокожие, фораминиферы, реже известковые водоросли, мшанки и остатки червей, а во внешней области шельфа преобладают ракообразные и тонкодисперсный карбонатный материал, ассоциирующийся с глинистыми илами. Карбонат представлен низкомагнезильным кальцитом [214 и др.].

Распределение шельфовых автохтонных осадков вдоль восточного побережья Северной Америки рассмотрели Дж. Миллиман и др. [584]. Северной г. Бостона преобладают моллюсковые ракушняки, к которым к югу присоединяются остатки бентических фораминифер, иглокожих и баянусов.

В субтропической области, располагающейся южнее мыса Гаттерас (восточное побережье Северной Америки), наблюдается некоторое изменение в составе карбонатных илов. На участке, прослеживаемом почти до южной оконечности п-ова Флорида, появляются остатки кораллиновых водорослей, а также оолиты. Заметно сокращается присутствие бентических фораминифер.

Шельфовые осадки субтропиков во внутриконтинентальных морях можно проиллюстрировать двумя примерами разных участков Средиземного моря. Вдоль южных берегов Турции распространены биогенно-детритусовые пески и гравийники с участием кальцита, магнезильного кальцита, доломита, местами арагонита [38 и др.]. Эти породы тесно связаны с терригенными осадками. У побережий Ажира карбонатные пески и алевроиты состоят из обломков известковых водорослей, мшанок, двустворок и гастропод [452]. Характерно, что по мере возрастания глубины среди обломков отмечаются более древние четвертичные формы организмов.

В Южном полушарии, вдоль юго-восточной окраины Австралии, также появляются биокластические карбонатные осадки, которые в отличие от илов тропической суперзоны не содержат остатков кораллов и *Halimeda*, но обогащаются обломками мшанок [434]. С карбонатными илами могут быть связаны глауконит и фосфаты. Они, например, известны вдоль южной окраины Африки [434]. Выделяются два типа фосфатных стяжений, связанных с фораминиферовыми илами и конгломератами. В обоих случаях фосфатное вещество накапливается в области перехода шельфа в континентальный склон.

Шельфовые осадки тропической суперзоны в своем составе и строении достаточно часто связаны с источниками карбонатного материала — органогенными постройками прибрежной зоны. Наиболее характерные обломки представлены в них герматипными шестилучевыми кораллами, зелеными водорослями *Halimeda* [557, 558]. Участие других организмов (фораминифер, моллюсков, мшанок, красных водорослей, иглокожих и др.), хотя и меняется количественно в разных районах, но в общем имеет подчиненное значение [573 и др.]. Биокластические осадки ассоциируются с оолитовыми, часто арагонитовыми песками, прослеживаемыми от прибрежной зоны до глубины 150 м [78].

В пределах крупных заливов, вдоль островов на банках распространяются своеобразные шельфовые осадки, состав которых связан с рельефом дна. Так, на большой Багамской банке наиболее тонкозернистые илы выполняют более глубоководные части шельфа, окаймляясь участками распространения оолитовых и грейстоуновых образований [583]. В северо-восточной части Мексиканского залива от берега в сторону больших глубин наблюдается смена кварцевых песков песчаными породами с обломками раковин, затем псаммитов с обломками обизвествленных водорослей, далее — скопления оолитов и, наконец, фораминиферовых терригенных осадков.

В области, располагающейся между островами Куба и Пинос (залив Ботабано), отмечается пятнистое распределение оолитов, тонкодисперсного и более крупного биокластического материала, определяющегося волнениями и течениями [140, 427]. В Персидском заливе, у п-ова

Схема распределения автохтонных продуктов в современных морских шельфовых ландшафтно-климатических зонах

Суперзоны	Автохтонные седиментационные продукты			Постседиментационные продукты
	Сообщества осадкообразующих организмов	Биоластический материал	Хемогенный материал	
Полярные	Редкие фораминиферы, мшанки, остракоды, двусторонки, полихеты (?), диатомей	Редкие раковины и их обломки, скопления диатомовых илов	Оксиды и гидроксиды железа и марганца	Сульфиды железа
Бореальная и нотальная	Моллюски, гастроподы, мшанки, бентосные фораминиферы, водоросли, редкие кораллы, черви	Раковины и их обломки, тонкодисперсный детрит в карбонатных и карбонатно-глинистых илах с преобладанием низкомагнезиевого кальцита, органическое вещество	Низкомагнезиевый кальцит, гидроксиды железа и марганца	Сульфиды железа, гипс, глауконит (?), низкомагнезиевый кальцит
Субтропические	Разнообразные беспозвоночные, водоросли	Низкомагнезиевый кальцит в раковинах, обломках, тонкодисперсным карбонатном иле, органическое вещество	Кальцит, Mg-кальцит, доломит (?), фосфаты, карбонатные оолиты	Сульфиды железа, глауконит (?), карбонаты, фосфаты, микритизация
Тропическая	Разнообразные многочисленнные беспозвоночные и водоросли	Карбонатные илы разной размерности с обломками терматинных кораллов и зеленых водорослей	Кальцит, Mg-кальцит, арагонит, обилие карбонатных оолитов	Сульфиды железа, глауконит (?), карбонаты, фосфаты, микритизация

Катар, в шельфовой зоне выделено несколько морских террас, отражающих стадии трансгрессии моря. По мере роста глубины от берега здесь наблюдается смена прибрежных рифов с калькаренитами — окатанными калькаренитами, скелетными и кальцилютитовыми калькаренитами, наконец, мергелистыми калькаренитами и мергелями [427].

Область шельфа является также зоной дезинтеграции структурных элементов карбонатных осадков. Для нее характерны фрагментация раковин [628], переход игольчатых кристаллов арагонита в изометричные нано-зерна за счет распадаения и растворения [459]. Последний процесс трансформирует «тангенциальные» оолиты в «микритовые». Одновременно встречается цементация частиц.

В шельфовой зоне накапливается фосфатное вещество. Его концентрация наблюдается на внешней зоне шельфа, где фосфаты ассоциируются с оолитами, обломками раковин и другим карбонатным веществом [618].

Сводная схема распределения автохтонных продуктов на шельфе приведена в табл. 43.

Условия автохтонной седиментации в пределах континентального склона изучены еще недостаточно. Можно предполагать, что в полярной суперзоне они будут мало отличаться от шельфовых обстановок. Вероятно, для континентального склона следует ожидать другие сообщества организмов, а также несколько лучшие условия сохранения известкового органогенного материала. В бореальной суперзоне накапливаются остатки фораминифер и известковый нанопланктон [449]. Для различия субтропичес-

ких и тропической суперзон в настоящее время не существует определенных критериев. Возможно, для этого случая, отличающегося интенсивным карбонатонакоплением на шельфе, а также развитием фораминифер и известкового планктона в поверхностных слоях, применима фациальная модель, предложенная для континентальных склонов И. Моллритом и Н. Джеймсом [590]. В этом варианте автохтонные продукты в рассматриваемой области будут состоять из смеси материала шельфового происхождения и нанопланктона. На склонах возможно образование потоков с глыбами карбонатных пород, биокластического материала различной размерности, перемещения которого приводят к возникновению карбонатных брекчий, олигостромов и турбидитов.

Пелагические автохтонные осадки по характеру специфические, отличные от более мелководных. В полярной суперзоне Ледовитого океана выделяются три уровня по физическим свойствам и среде: верхний полярный (покрытый льдом), бореальный и нижний полярный. Автохтонные продукты накапливаются в двух нижних зонах. В бореальной области, включающей приподнятые точки океанического дна, наблюдающиеся в Ледовитом океане (хр. Менделеева и др.), распространены осадки, обогащенные известковистыми раковинами фораминифер, количество которых достигает 20—30% [21]. В более глубоких частях дна, отвечающих нижней полярной зоне, количество карбонатного материала резко сокращается. Он представлен редкими фораминиферами, вместе с которыми встречаются единичные радиолярии и спикеры губок. Обогащенные органогенным и хемогенным кремнеземом илы известны только в донных осадках Чукотского моря, что можно объяснить более открытой связью с северной бореальной суперзоной Тихого океана. В условиях более широкого обмена вод полярной и нотальной зон, как это имеет место в Южном полушарии, в донных осадках полярной суперзоны и значительной части нотальной области наблюдается более интенсивное обогащение органогенным кремнеземом. А. П. Лисицын [213] в этой части Мирового океана выделяет пояс диатомовых илов шириной 900—1200 км. Его северная граница достигает 40° ю. ш., совпадая со среднегодовой изотермой воздуха +10° С и северной границей распространения айсбергов в Южном полушарии. Диатомовые илы отличаются слабой карбонатностью (менее 10%), которая, однако, возрастает к северу. В Северном полушарии диатомовые илы наиболее часто встречаются в Тихом океане, Беринговом и Охотском морях, заходя далеко на юг, до границы с субтропической суперзоной. Таким образом, диатомовые илы следует рассматривать в качестве автохтонных продуктов как полярной, так и бореальной (нотальной) суперзон.

Состав автохтонных осадков в пелагической бореальной и нотальной зонах изменяется от высоких широт к низким, от кремнистых до известковистых [213]. В Южном полушарии на высоких широтах они представлены диатомовыми и сильнодиатомовыми илами, содержащими железо-марганцевые конкреции. К северу они сменяются известковистыми и известковыми, преимущественно фораминиферовыми осадками, состоящими из раковин и обломков кальцитового состава. В Северном полушарии диатомовые илы характерны только для отдельных участков Берингова моря. В северной части Атлантического океана крупные скопления кремнистого органогенного материала неизвестны. Их место занимают известковистые и известковые илы, которые прослежены до южной оконечности Гренландии, а отдельные поля встречаются северо-восточней Исландии.

Аналогичный тип распределения осадков наблюдается в краевых и внутриконтинентальных морях. Так, в Охотском море, расположенном в высоких широтах бореальной суперзоны, распространены диатомовые илы [214]. Для пелагических участков Черного моря, северная часть которого может быть отнесена к бореальной области, характерны карбонатные осадки, но в отличие от океанических они сложены панцирями кокколитов и их обломками, по составу отвечающие низкомагне-

зиальному кальциту. В подчиненном количестве известен раковинный детрит, количество которого возрастает к северной границе распространения карбонатных илов, появляются раковины двустворок [38].

В зоне пелагической субтропической седиментации преобладают карбонатные автохтонные продукты. Наиболее характерным бассейном, где накапливаются эти образования, является Средиземное море. Среди карбонатоаккумуляции в этом внутреннем море, имеющем ограниченную связь с Атлантическим океаном, отличается достаточно теплой температурой (13—14°C) и повышенной соленостью (до 39‰). В глубоководных донных осадках этого водоема распространены известковые фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые, фораминиферо-птероподовые и раковинные осадки. Первые два типа тяготеют к центральным частям Средиземного и Тирренского морей, а фораминиферо-птероподовые — к западной половине Средиземного моря (окаймленным и островным участкам) и к восточной (окаймленным). Ближе к берегу они переходят в раковинные или терригенные оолитовые или слабоизвестковистые терригенные осадки. В фораминиферо-птероподовых илах восточной половины Средиземного моря встречаются известково-глинистые стяжения. Среди карбонатных минералов преобладает кальцит, но в восточной части моря повышается количество магнезиального кальцита, который также присутствует в диагенетических известково-глинистых стяжениях. Из других постседиментационных карбонатных минералов установлены доломит, Fe-Mn-кальцит (Адриатическое море), анкерит и сидерит [119]. Кроме карбонатного автохтонного материала в пелагических осадках Средиземного моря распространено органическое вещество, образующее в восточной половине бассейна прослой сапропелевых илов [78].

Рассмотрим автохтонное минералообразование субтропического и тропического типов в океанах [213, 214 и др.]. В северной части Тихого океана известковые фораминиферовые илы характерны только для западной области, тяготеющей к Японскому и Южно-Китайскому морям. На юге Тихого океана граница карбонатных илов доходит до более высоких широт, заходя в нотальную суперзону. В Атлантическом океане наблюдается иное распределение карбонатных осадков. Как уже указывалось, в северной части океана они занимают всю субтропическую суперзону, заходя далеко на север. На юге, наоборот, граница их распространения располагается значительно северней, чем в Тихом океане. Для Индийского океана характерно промежуточное распределение южной границы пелагических карбонатных осадков. В тропической суперзоне карбонатные осадки встречаются повсеместно выше критического уровня, который различен в разных бассейнах. В Тихом и Индийском океанах он составляет 4,5—5, в Атлантическом — 5—5,5 км. Ниже этой глубины большая часть карбонатов растворяется и осадки имеют терригенно-глинистый или кремнистый состав. Последний тип можно рассматривать как автохтонный. Кремнистые продукты представлены радиоляриевыми и радиоляриево-диатомовыми илами, среди которых выделены экваториальные диатомовые рода *Ethmodicus* [214].

Примеры реконструкции ландшафтно-климатических зон по ископаемым осадкам

При реконструкции условий древнего морского автохтонного осадкообразования предполагается, что его современный тип является результатом длительного развития факторов автохтонной седиментации, прошедших ряд стадий, вызванных изменением состава атмосферы, гидросферы и биосферы Земли. Индикаторами, позволяющими наметить возрастные границы смены условий автохтонной седиментации, а также определить характер ландшафтно-климатической зональности, являются карбонаты, железистые соединения, сульфаты, хлориды и некоторые другие минеральные образования, а также их масштабы, формы проявле-

Схема развития древних морских ландшафтно-климатических суперзон (поясов)

Возраст	Суперзоны			
Голоцен — палеоген	Неополлярные	Необореальные и неонотальные	Неосубтропические	Неотропические
Мел (юра?) — пермь	Мезополлярные	Мезобореальные и мезонотальные	Мезосубтропические	Мезотропические
Карбон — ордовик	Позднепалеополлярные	Позднепалеобореальные и позднепалеонотальные	Позднепалеосубтропические	Позднепалеотропические
Ордовик — кембрий	Раннепалеобореальные и раннепалеонотальные		Раннепалеосубтропические и раннепалеотропические	
Венд — ранний протерозой	Протополярные и протобореальные (протонотальные)		Протосубтропические и прототропические	
Ранний протерозой — архей	Пратропические		Ультратропические	

ния и фациальная приуроченность. Перечисленные признаки позволяют наметить шесть стадий, охватывающих весь латеральный профиль морской автохтонной седиментации от прибрежной до пелагической подзон (табл. 44). Вместе с тем в предлагаемом варианте типизации древних обстановок не только подчеркивается процесс развития условий седиментации, но и обращается внимание на необходимость специальных исследований с целью уточнения критериев для разделения этих суперзон (протополярные, протобореальные и протонотальные, протосубтропические и прототропические и др.).

Прибрежные зоны

Для первой стадии (архей — ранний протерозой) выделены два типа ландшафтно-климатических суперзон: пратропические и ультратропические. Первый из них для прибрежной области характеризуется карбонатным типом разреза с участием строматолитовых текстур, свидетельствующих о существовании в местах их формирования благоприятных температурных условий (ниже 70—80°C). По характеру распределения эвапоритовых образований в прибрежной области выделяются гумидная и аридная субзоны. В гумидной области, продукты которой известны в архее и в нижнем протерозое Канады, Скандинавии, Восточной Сибири и Южной Африки, происходило накопление известняков и железистых доломитов со строматолитами [478, 522, 635]. Строматолиты слагают пласты, образуют купола высотой до 3—5 м (реже 20 м), ассоциируются с карбонатными оолитовыми и терригенными породами. Среди осадков гумидной субзоны отмечаются прослой хемогенных кремней и горизонты вулканогенного материала.

Осадки аридной субзоны характеризуются карбонатным или терригенным составом, причем в этих породах встречаются прослой сульфатных (ангидритных и баритовых) образований, а также отпечатки кристаллов ангидрита, гипса, реже галита [424 и др.]. Постседиментационные изменения проявляются в этих породах в виде замещения эвапори-

товых минералов кремнеземом, доломитом, а при метаморфизме карбонатно-сульфатные ассоциации преобразуются в диопсидовые или диопсид-ангидритовые с примесью флогопита, оливина, микроклина и кальцита [556]. К образованиям, седиментационный материал которых накапливается в прибрежной области ультратропической суперзоны, отнесены карбонатные породы (известняки, доломиты и их метаморфические аналоги), бедные или лишенные органических остатков и ассоциирующиеся с кремнистыми, железистыми и вулканогенными породами. Разрезы таких отложений известны в Южной Африке, Бразилии, Индии, европейской части СССР и других районах [445, 636 и др.].

Перестройка состава атмосферы и гидросферы в конце раннего протерозоя обусловила переход к новому типу автохтонной седиментации в прибрежных областях морской зоны. Она проявилась прежде всего в широком распространении окислительных, более кислых обстановок, что в первую очередь отразилось на составе и строении карбонатных и железистых осадков. Изменение анионного состава морской воды за счет увеличения содержания сульфат- и хлор-ионов привело к более резкой выраженной дифференциации осадков гумидной и аридной субзон. Понижение температуры обусловило сокращение площади ультратропической обстановки седиментации, которая могла сохраниться только в непосредственной близости от областей вулканизма и выходов термальной воды [155]. В позднем докембрии выделяются две группы морских суперзон: неразделенные прототропические — протосубтропические и протобореальные (протонотальные) — протополлярные. В течение всего описываемого отрезка времени преобладал первый тип. Эпохи похолоданий, во время которых могли появляться протобореальные — протонотальные — протополлярные суперзоны, связаны с концом рифея и вендом [372].

Для гумидной прибрежной субзоны прототропиков и протосубтропиков характерны четыре ассоциации пород: доломито-известняковая, известняковая, железорудно-бокситовая и шунгитовая. Первая ассоциация известна начиная с конца раннего протерозоя. Она установлена в Карелии [311 и др.], в рифее и венде Урала [176], Шпицбергена и Норвегии [617, 660 и др.], в Восточной Сибири [97] и в других районах. Характерной особенностью этих прибрежных осадков является переслаивание известняков и доломитов или преимущественный доломитовый состав разреза, большое количество органогенных построек биогермного или рифового типа мощностью от нескольких до 15—30 м. В неплатформенных геосинклинальных областях известны рифы типа барьерных, в которых мощности достигают сотен метров [116]. Благодаря хорошо сохранившимся первичоседиментационным структурам и текстурам удается выделить области типа приливно-отливной парзоны, скальной латерали и т. д. С органогенными породами часто ассоциируют обломочные, онколитовые и оолито-пизолитовые образования.

Известняковый тип разреза прибрежной зоны также широко распространен, часто встречается в тех же районах, что и доломито-известняковый (Восточная Сибирь, Карелия, Канада). В его строении участвуют строматолитовые известняки, образующие разнообразные органогенные постройки, где они переслаиваются с обломочными и оолитовыми известняками. Вопрос о фациальных отношениях доломито-известнякового и известнякового типов разрезов изучен недостаточно. Обращают на себя внимание два факта: приуроченность известняковых толщ к прибрежным участкам морских бассейнов с пониженной соленостью [279] и сокращение доломитовых осадков при переходе от платформенных эпиконтинентальных областей к внеплатформенным геосинклинальным [97].

Прибрежные осадки, содержащие скопления железа и алюминия, известны на разных стратиграфических уровнях докембрия. Можно отметить открытие диоспоров Алагульского месторождения в Монголии [111], в котором пласты диоспоровых маложелезистых пород залегают

среди разнообразных сланцев и содержат многочисленные признаки мелководного происхождения. В верхнем рифее Енисейского кряжа известен Ангаро-Питский железорудный бассейн [339]. Гематито-хлоритовые руды в нем формировались в области перехода между морской и континентальной провинциями седиментации. Подробно изучен Боксонский бокситоносный район, в котором прибрежно-мелководные морские осадки содержат пласты железистых диаспоровых бокситов [331]. С прибрежно-мелководными терригенными и карбонатными отложениями связаны скопления глауконита, находки которого сделаны на Урале, в Восточной Сибири, Северной Америке, Индии и других регионах. Иногда с ним ассоциируются фосфаты [549].

В верхнеятулийских отложениях Карелии распространены шунгитовые породы, которые переслаиваются с вулканогенно-осадочными образованиями, доломитами и лидитами [311]. Накопление органического материала происходило в условиях обширного бассейна со спокойной динамикой среды, что, скорее всего, отвечает крупному заливу морского бассейна.

Осадки со следами седиментации в аридных условиях достаточно многочисленны. Они известны в северных районах Скандинавского полуострова, в Северной Америке, Австралии и других регионах [634, 654, 679]. Осадки этого типа представлены доломитами или терригенными, нередко пестроцветными образованиями, содержащими отпечатки гипса или псевдоморфозы кремнистого или доломитового состава. В отдельных случаях с ними связана баритизация, флюоритизация и свинцово-цинковое оруденение [598 и др.].

В верхних горизонтах осадков этого возраста (рифей, венд) доломиты ассоциируются с линзами и прослоями сульфатных и соляных пород [271 и др.]. В наиболее изученном Амадеусском бассейне (Австралия) вскрыт разрез мощностью около 260 м, в котором переслаиваются битуминозные доломиты, доломито-гипсовые брекчии, здесь же наблюдаются ангидрит и гипс в жилках [648]. Гипс рассматривается как седиментационный продукт, тогда как ангидрит — результат перекристаллизации. Иные отношения наблюдаются в вендских отложениях бассейна р. Котуй (Восточная Сибирь). По данным В. А. Дымкина [113], седиментационные формы ангидрита наблюдаются внутри доломитовых оолитов. Это заключение хорошо увязывается с представлениями о повышенных относительно современных температурах для данного возрастного интервала [154].

Автохтонные продукты, которые могли накапливаться в протолярных, протобореальных и протонотальных суперзонах, видимо, следует искать в областях развития ледниково-морских отложений, где можно ожидать сокращение масштабов карбонатакопления. Возможные продукты этих условий — строматолитовые известняки нижней серии катангской подсерии позднего докембрия в районе Лубуди (Заир), где они переслаиваются с тиллитами [442].

Изменение солевого состава морских вод и развитие животного мира с известковым скелетом в кембрии существенно отразилось на составе и строении автохтонных продуктов в прибрежных областях. По температурному режиму для этого периода выделяются нерасчлененные раннепалеотропические-субтропические суперзоны, а также возможно существование в высоких широтах раннепалеобореальных-раннепалеонотальных суперзон. В гумидных субзонах палеотропиков-субтропиков в отличие от докембрия сокращается процесс формирования доломитовых илов, которые ассоциируются со строматолитовыми постройками, оолитовыми песками и слоистыми известняками, содержащими остатки фауны криноидей, трилобитов, брахипод и др. Такие сообщества описаны в южной части Скалистых гор Канады [412], в ряде районов США [607, 620] и Испании [682]. В этих областях широко развиты пляжевые отложения, сложенные обломочным и хемогенно-органогенным материалом.

Новым элементом в строении карбонатных автохтонных продуктов следует считать появление органогенных построек с участием археоциат (Канада, Восточная Сибирь и др.). Одна из особенностей этих образований — формирование крупных, сложно построенных сооружений, протягивающихся на сотни километров. Примером может служить Сахайская органогенная полоса, выделенная И. Т. Журавлевой [127] в нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы. В пределах этой полосы, протянувшейся от устья р. Нижняя Тунгуска до верховьев р. Алдан, в течение раннего кембрия существовали органогенные постройки, которые на каждом этапе отделялись от последующих сооружений перерывами. Как считает И. Т. Журавлева, усложнение строения этой полосы осуществлялось в конце раннего кембрия, когда появились такие элементы структуры Сахайской полосы, как водорослевая плита фронта, гребень из гряды холмов, водорослевая плита за гребнем, полуизолированная часть между грядой холмов и грядой онколитовых ковров, а также онколитовая плита. Автор подчеркивает, что скорости роста такой постройки были значительно меньше, чем в настоящее время (доли миллиметров в год), а это обуславливало их развитие только в эпиконтинентальных платформенных морях.

В прибрежных участках зарифовых областей накапливались известковые и доломитовые илы, оолитовые и онколитовые пески приливно-отливной низменности, содержащие остатки водорослей, археоциат, трилобитов и других организмов [386, 510, 626, 667]. В них наблюдаются постседиментационная микритизация, многочисленные следы переработки ила роющими организмами. Среди других постседиментационных образований известны стяжения фосфатов и кремней.

Прибрежные карбонатные осадки, в общем случае сохраняющие минералогические и структурно-текстурные особенности, во внеплатформенных областях более богаты терригенным материалом, более известковистые и содержат большее количество постседиментационных образований, связанных с вулканической деятельностью [438, 469, 654 и др.].

В кембрии — раннем ордовике достаточно широко распространились прибрежные субзоны аридного климата. Кроме карбонатных осадков в них формировались сульфатные и соляные минералы. Автохтонные продукты этого типа отличаются от аналогичных образований более глубоких частей бассейна следующими признаками [535] для сульфатов: 1) толстой и перекрестной слойчатостью, 2) неустойчивым характером отдельных слоев, 3) наличием обломочных структур и знаков ряби, 4) нормальной и обратной градационностью, 5) ассоциацией со строматолитами, осадками баров, каналов, пляжей и кос; для галита: 1) слоестыми минералами, 2) включениями мутноватого галита и каверн, заполненных чистым галитом, 3) линзочками обломочного галита, знаками ряби, косой слойчатостью, поровыми поверхностями вспучивания и полигонами растрескивания.

Примером автохтонных продуктов этого типа могут служить осадки ордовика о-ва Элсмир в Канадском Арктическом архипелаге [594]. Эти осадки образуют полосу протяженностью более 300 км с мощностью 200—475 м. В разрезе формации Баумани—Фьорд они представляют собой ритмическое переслаивание глинистых известняков, рассматриваемых как лагунные осадки строматолитовых карбонатных пород, отнесенных к межприливным осадкам, и ангидритов типа сабкхи. Мощность ритмов в среднем 3,5 м.

Возможны случаи значительной переработки первичных седиментационных признаков при диагенезе и катагенезе (эпигенезе). Например, в кембрийских аридных прибрежных осадках Центрального Техаса наблюдается замещение волокнистого гипса кальцитом. Ромбоэдры доломита сохраняются [338].

Во второй половине ордовика существенно изменился катионный состав морской воды (см. табл. 36). С этим временем связано появление

Схема распространения флоры и фауны в органических постройках докембрия—карбона

Возраст	Организмы	
	создающие органогенные постройки	охотно селящиеся в их пределах
Карбон	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные массивные), колоннальные ругозы, окончатые мшанки, палеоплизины, брахиоподы	Криноидеи, двустворки, иглокожие, фораминиферы
Девон	Водоросли (синезеленые, красные массивные), строматопороидеи, ругозы, табуляты, мшанки, гидрзоаны, окончатые и коркообразующие мшанки	Криноидеи, брахиоподы, двустворки
Силур	Водоросли (синезеленые, красные), строматопороидеи, табуляты, ругозы, губки, коркообразующие мшанки	Трилобиты, криноидеи, двустворки, иглокожие
Поздний — средний ордовик	Водоросли синезеленые, губки, строматопороидеи, табуляты, коркообразующие мшанки	Ругозы, трилобиты, криноидеи, двустворки, иглокожие
Ранний ордовик	Водоросли синезеленые, губки, табуляты	Трилобиты, криноидеи, иглокожие, брахиоподы
Кембрий	Водоросли синезеленые, археоциаты	Губки, трилобиты
Докембрий	Синезеленые водоросли	?

Примечание. При составлении табл. 45 и 47 учтены данные Ю. П. Казанского [148], А. И. Равикович и И. Т. Журавлевой [272], Б. И. Чувашова [371], П. Хевеля [519], Дж. Джейна [530], Н. Лейна [552], Н. Невелла [604], Дж. Рея [676], Дж. Ригби [622] и др.

большого разнообразия фауны в прибрежных субзонах (табл. 45). Начался качественно новый этап в формировании органогенных построек, связанный с распространением организмов, активно накапливающих карбонатное вещество.

В прибрежных частях тропических морей по структурно-фациальным признакам выделяются приливо-отливная равнина и платообразное мелководье между органогенными постройками. На равнине, прилегающей к берегу, как показывают многочисленные наблюдения в Северной Америке, Европе, Азии и Австралии [458, 544, 559, 619, 640, 647], выделяются три микрзоны: надприливная, межприливная и мелководно-подприливная. Для первой характерны грубообломочные косослойчатые карбонатные осадки, микритизированные раздробленные обломки раковин, доломитовые илы и постседиментационная доломитизация. В межприливных осадках распространены комковатые (пеллетовые) образования, оолиты и пизолиты, которые в подприливной микрофации переходят в оолито-онколитовые осадки и известковистые илы с раковинами моллюсков, иглокожих, брахиопод и члениками криноидей, а также их обломками. Межрифовое пространство заполнено биокластическим материалом, содержащим остатки кораллов, брахиопод, гастропод, двустворчатых моллюсков и других организмов. Кроме того, илы содержат следы роющих животных.

Органогенные постройки рассматриваемого времени многочисленны и разнообразны [246, 338]. Отмечаются две формы эволюции организмов, участвующих в создании построек. Первая из них отражает общую

Эволюция организмов в органогенных постройках [338]

Фаза	Формы
Обрастающие и пластинчатые формы	Разнообразие отсутствует, преобладает одна форма
Многообразие: прямостоящие и обростающие формы преобладают	Значительное разнообразие форм
Колонизация	Разнообразие форм увеличивается
Стабилизация слутанные массы прямостоящих форм прикрепленные иглокожие как ловушки для известкового пла	Разнообразие форм уменьшается

эволюцию морских организмов (см. табл. 45). Вторая форма отмечает смену органических сообществ в пределах самой органической постройки (табл. 46).

Обращают на себя внимание рост масштабов и разнообразие органогенных построек, широкое распространение рифовых сооружений типа барьерных, первые случаи находок атоллов и т. д. Выделяется несколько эпох (*S, D, C*) интенсивного рифообразования, захватывающего как платформенные, так и геосинклинальные области. В ряде случаев прослежены сообщества организмов в разных частях рифа (рис. 11).

Для рассматриваемого времени намечаются возможности диагностики гумидных субтропических прибрежных субзон в пределах палеозойских платформ и внутриконтинентальных бассейнов. Диагностическим признаком, позволяющим отличить их осадки от аналогичных образований тропических зон, является отсутствие органогенных построек типа рифов. Примерами осадков такой субзоны могут служить разрезы ордовика в Иркутском амфитеатре (Восточная Сибирь) и силура Прибалтики, в которых прибрежные осадки представлены детритовыми, биоморфными, сгустковыми, оолитовыми и обломочными известняками, содержащими отдельные биогермы и прослой седиментационно-диагенетических доломитов [129, 395].



Рис. 11. Пример распространения организмов в девонских рифах и внерифовых областях [339].

В аридной субзоне различить тропическую и субтропическую области седиментации в настоящее время в основном не возможно. Характерными осадками для таких нерасчлененных субзон являются прибрежные, часто водорослевые известняки и доломиты с прослоями типа сабкхи, нередко несущими следы окремнения и содержащими скопления гипса или ангидрита [471, 504, 582].

Существование бореальных и нотальных суперзон в конце ордовика—начале силура доказывается распространением в это время Африкано-Южно-Американского оледенения [296, 643]. Следы похолодания фиксируются в составе бентосной фауны как в Северном, так и в Южном полушариях [433]. Седиментационные индикаторы, доказывающие существование бореальной и нотальной суперзон, пока неизвестны. Вероятно, ими будут отдельные раковины и их скопления в терригенном осадке.

Следующий этап, охватывающий конец карбона, пермь, мезозой и кайнозой, сложен по составу автохтонных продуктов. Видимо, в дальнейшем он будет подразделен на несколько этапов. Уже в настоящее время намечается выделение кайнозоя в самостоятельный этап. Для пермь-мезозойского времени характерно весьма широкое развитие карбонатного осадконакопления в прибрежной части тропической суперзоны, которое, однако, несколько сокращается в конце палеогена и резко уменьшается в миоцене—плейстоцене. Для гумидной субзоны можно привести примеры крупных органических построек позднего палеозоя Северной Америки, Урала и других районов. Выделяется несколько стадий органогенных сооружений (куполов), отражающих палеогеографию времени их образования: микритовые ядра с водорослевыми пластинами, пластинчатых водорослей и др. [338]. Органогенные постройки ассоциируются с оолитовыми, грейстоуновыми, обломочными известняками, прослоями доломитов и т. д.

В конце палеозоя в построении органогенных сооружений начинают активно участвовать такие группы организмов, как пластинчатые зеленые водоросли, тубифиты, гидрзоаны, губки (табл. 47), а для мезозоя характерны расцвет ругоз и появление рудист. Это наложило свой отпечаток на строение органогенных сооружений. В перми юго-запада США и триасе Европы широко развились крупные банки типа современной отмели Багамских островов, между которыми существовали некомпенсированные прогибы глубиной до 700—1000 м. В триасе Альп известны доломито-известняковые отложения, среди которых установлены (норийский ярус, рэт) органогенные постройки с фациями рифов, оолитовых песков, микритизированных известняков [615]. Палеотемпературные оп-

Таблица 47

Схема распространения флоры и фауны в органогенных постройках перми—кайнозой

Возраст	Организмы	
	создающие органогенные постройки	охотно селящиеся в их пределах
Кайнозой	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), склерактинии, мшанки коркообразующие, гидрзоаны, фораминиферы, аннелиды (трубкожилы), ругозы	Фораминиферы, иглокожие, криноидеи, двустворки, гастроподы, рыбы
Мезозой	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), склерактинии, фораминиферы коркообразующие трубчатые, тубифиты, губки, рудисты, ругозы	Фораминиферы, криноидеи, двустворки, гастроподы, иглокожие
Пермь — поздний карбон (?)	Водоросли (синезеленые, зеленые, красные), фораминиферы коркообразующие трубчатые, тубифиты, губки, гидрзоаны, окончатые мшанки	Криноидеи, ругозы, двустворки, иглокожие, фораминиферы

ределения подтверждают существование тропического климата в этих районах в позднем триасе [482].

Крупные области рифообразования с участием губок и кораллов были распространены в поздней юре Европы, на Ближнем Востоке и в Канаде [338, 475]. Рифогенные отложения, включающие оолитовые, онколитовые и иловые известняки, как правило, приурочиваются к карбонатной платформе, окаймляющей континентальный шельф.

Благоприятные условия для развития органогенных построек с участием рудистов существовали в меловой период. В ряде случаев (Мексика и др.) отмечается слабое развитие осадков фаций, переходных между карбонатным плато и бассейновыми осадками, что объясняется сочленением последних с подводными обрывами из более древних пород по краям плато [477].

В палеогене, где органогенные постройки достаточно широко распространены, отмечаются нуммулиты. С олигоцена в связи с общим похолоданием размеры тропической зоны сокращаются, что уменьшает площадь областей развития органогенных построек и сопутствующих им карбонатных осадков.

Осадки аридной субзоны по составу и строению карбонатов близки своим гумидным аналогам. Отличия заключаются в парагенезе прибрежных известняков и доломитов, содержащих органогенные коралловодородные постройки с горизонтами сульфатов и образований типа сабкхи [444 и др.]. В карбонатных породах часты псевдоморфозы по гипсу и галиту.

Выделение субтропических аридных субзон связано с известными трудностями, вызванными тем, что многие компоненты, слагающие прибрежные осадки тропиков и субтропиков, близки, а элементы, свойственные только тропикам (специфические органогенные постройки, остатки герматипных кораллов и т. д.), распространены повсеместно. В этих случаях необходим детальный количественный анализ компонентов как органогенных построек, так и биокластического материала. В качестве примера можно привести строение триасовых карбонатных толщ запада Северной Америки, которые отнесены к отложениям более холодных морских вод, чем одновозрастные осадки Альп Европы [644].

Своеобразным типом осадков прибрежной гумидной субтропической субзоны можно рассматривать преимущественно терригенные осадки верхнего мела, распространенные вдоль восточной окраины Западно-Сибирской равнины. Автохтонный материал в них представлен гидрокислами железа, железистыми хлоритами, фосфатами и глауконитом, участвующими в строении пластов и линз железных руд Западно-Сибирского железорудного бассейна [144]. Отсутствие крупных скоплений карбонатного материала объясняется тем, что этот район являлся огромным заливом бореального моря, далеко заходящим на юг. Видимо, данную область следует считать переходной между субтропической и бореальной суперзонами. Вероятно, к этому типу можно отнести и неогеновые руды Керченского бассейна (Крым).

Для субтропических аридных субзон намечаются карбонатный и терригенно-глауконитовый типы разрезов. В первом из них наблюдается ассоциация известняков и доломитов с эвапоритами, в том числе и сабкхи при отсутствии органогенных построек [649]. Для второго типа характерно переслаивание песчаных осадков, глин, содержащих отдельные включения и линзы глауконитовых, гипсоносных образований [606].

Бореальная и полярная зоны выделяются с конца палеозоя. Гумидный тип характеризуется скоплениями раковин и их обломков или прослоями известковистых глин, залегающих преимущественно среди терригенных пород [575]. Изредка отмечаются устричные банки [603]. В более детально изученных келловейских отложениях Северной Сибири установлено, что автохтонный материал представлен линзами скоплений митилоцерамов, единичными экземплярами других двустворок, аммонитов, рострами белемнитов, карбонатными конкрециями, местами с фос-

Возраст	Седиментационные (химические)											Постседиментационные															
	Кальциевые соли	Доломитовые соли	Mg-кальцит	Mg-фосфатное вещество	Магнезит	Са-фосфаты	Fe-фосфаты	Оксиды железа	Железистые соли	Диаспор	Бурит	Гибсит и альмагель	Магнетит	Сульфиды железа	Отпечатки кристаллов сульфатов и солей	Альбит	Mg-кальцит	Арагонит	Доломит	Сидерит	Глаукозит	Сульфиды алюминия	Оксиды кремния	Альбит	Микрокристаллическая пальмит	Микрокристаллическая диопсид	
Q																											
N																											
P																											
K																											
I																											
T																											
P																											
C																											
D																											
S																											
O																											
€																											
V																											
PR ₂																											
PR ₁																											
AR																											

Рис. 12. Общая схема распространения автохтонных компонентов в прибрежно-морских осадках субзон тропического гумидного типа.

Возраст	Седиментационные											Постседиментационные															
	Кальциевые соли	Доломитовые соли	Mg-кальцит	Доломит	Mg-Са-аморфные вещества	Магнезит	Сидерит	Оксиды железа	Гидроокислы железа	Гипс (ангидрит)	Mg-сульфаты	Отпечатки сульфатов	Арнолит	Сильвин	Галит	Отпечатки галита	Кальцит	Mg-кальцит	Арагонит	Доломит	Сидерит	Магнезит	Микрокристаллическая кальцит	Микрокристаллическая диопсид			
Q																											
N																											
P																											
K																											
I																											
T																											
P																											
C																											
D																											
S																											
O																											
€																											
V																											
PR ₂																											
PR ₁																											
AR																											

Рис. 13. Общая схема распространения автохтонных компонентов в прибрежно-морских осадках субзон тропического аридного типа.

фатным веществом, а также со стяжениями пирита [165]. Аридная субзона фиксируется по появлению характерных эвапоритовых минералов, указывающих на политермический режим седиментации. Осадки этого типа установлены пока только в четвертичных отложениях [343].

На рис. 12 и 13 показано распределение некоторых характерных компонентов — индикаторов ландшафтно-климатических тропических гумидной и аридной субзон.

Шельфовые зоны

Шельфовые осадки, располагающиеся между прибрежной и глубоководной зонами, сложены автохтонным материалом, фиксирующимся в результате жизнедеятельности донных или планктонных организмов, а также химическим путем (реакции в системах морская вода — атмосфера, морская вода — источники на дне водоема и т. д.). Часть материала может перемещаться из прибрежной субзоны в результате движения водных масс или вместе с растворами. Индикаторы температурного режима в шельфовых осадках — карбонаты, сульфаты, хлориды, фосфаты, соединения железа (силикаты и окислы) и органическое вещество.

В отложениях архея и нижнего протерозоя выделяются три группы автохтонных продуктов, участвующие в строении соответственно карбонатных мраморов, углеродистых сланцев и железистых кварцитов. Мраморы представлены кальцитово- и доломитовой разновидностями, содержащими формы, напоминающие остатки микрофоссилий [208]. Известны случаи обогащения карбонатных пород фосфором и марганцем [308]. Фациальный анализ показал, что первичные карбонатные осадки составляли обычный ряд, в котором доломиты формировались у берега, а карбонаты кальция занимали как прибрежную, так и шельфовую зоны [185, 339].

Сланцы содержат заметные количества углерода, который многими исследователями рассматривается как продукт жизнедеятельности организмов. Это подтверждается находками микрофоссилий в данных отложениях, а также составом углеводородных соединений, обнаруженных в вытяжках из сланцевых пород. Карбонатные и сланцевые породы рассматриваются как продукты шельфовой седиментации пратропической суперзоны.

Железистые кварциты являются характерными членами разрезов докембрийских толщ Балтийского, Воронежского, Украинского, Канадского и Бразильского щитов, Индийской, Африканской, Австралийской платформ и других районов. Существует большое количество гипотез относительно условий их образования. Исследования последних лет выявили ряд особенностей в их составе и строении. Фациальная природа этих пород определяется присутствием слоистых текстур и следов размывов, свидетельствующих о сравнительно мелководных, шельфовых условиях седиментации. Заслуживает внимания оценка роли организмов в формировании этих осадков. Определения изотопов серы из древнейших железистых кварцитов Западной Гренландии (возраст 3760 млн. лет) показали отсутствие связи фракционирования их с биологическим циклом [591]. Остатки микрофоссилий и следы жизнедеятельности встречаются главным образом в протерозойских кварцитах, с которыми нередко переслаиваются углеродистые сланцы и мраморы. Видимо, древнейшие железистые кварциты формировались в обстановке высоких температур и вблизи областей вулканической деятельности, т. е. в ультра-тропической суперзоне (поясе) по температурному режиму. Для более молодых железистых кварцитов, ассоциирующихся с осадочными породами, можно предполагать снижение температуры до среднегодовых, тропических. Вместе с тем, как показали геохимические исследования фосфора и бора в железистых кварцитах криворожской серии, в них еще не отмечаются окислительные обстановки осадконакопления [25].

В позднем докембрии в нерасчлененной прототропической — протосубтропической суперзоне широко развилось химически-биохимическое карбонатакопление. Шельфовые осадки на платформах представлены зернистыми известняками и доломитами с редкими органогенными структурами [148]. Во внеплатформенных областях растет количество известняков [96]. В районах глинисто-карбонатной седиментации формировались известковистые сланцы. С шельфовой зоной связаны скопления фосфоритов и железистых карбонатов. Для описываемого времени также сокращается область накопления железистых кварцитов. Находки в них остатков организмов [541] могут свидетельствовать об изменении температурных условий седиментации, которые стали более благоприятными для обитания бактерий и водорослей.

Условия ультратропической суперзоны в позднем докембрии фиксируются редко. Они существовали на участках мелководного дна, в которые просачиваются термальные воды. В этих условиях формируются ритмические пачки, в которых переслаиваются тонкозернистые доломиты и силициты [155].

Протобореальные—протополярные суперзоны в позднем докембрии могут быть связаны с районами предполагаемых оледенений. Автохтонная седиментация в этих условиях минимальная. Возможно, здесь накопился терригенно-глинистый материал, содержащий то или иное количество глауконита, как в серии Семри в Индии [460] и в стрельногорской свите р. Нижняя Тунгуска (Восточная Сибирь), или карбонатные прослои, известные в марино-гляциальных отложениях [372].

В кембро-ордовикское время состав шельфовых осадков усложняется. Выделяются четыре типа в тропической—субтропической зоне: карбонатный, углеродистый, сульфатно-соляной и фосфатный. Первый тип является одним из самых распространенных. Он представлен биокластическими и глинистыми известняками с остатками археоциат, трилобитов, иглокожих, с пеллоидами и сгустками. Местами отмечается доломитизация [115]. Эти породы тесно связаны с карбонатными платформами, выполняются впадины на ней или характеризуют переход от платформ к более глубоководным, обычно глинистым, отложениям [338, 680, 681].

Примером осадков углеродистого или доманикового типа являются отложения куонамской свиты кембрия Сибирской платформы [115]. Эти отложения, относящиеся к ленскому и нижней части амгинского ярусов, представлены глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, содержащими кальцит, доломит, гидрослюда, хлорит и аутигенный кремнезем. В известняках и доломитах органический углерод сапропелевого типа составляет 0,5—0,6%, а в аргиллитах его 26—27%. Фациально эти отложения располагаются за органогенной грядой, отделяющей солеродный бассейн от открытой части эпиконтинентального моря.

С кембрия в истории морской седиментации появились относительно глубоководные сульфатно-соляные осадки. Их отличие от мелководных, собственно эвапоритных осадков состоит как в условиях залегания, так и в составе сульфатно-соляного материала. Характер залегания этих осадков определяется большой мощностью пластов (десятки и сотни метров) и приуроченностью к наиболее глубоководным частям внутриконтинентальных бассейнов. Осадки этого типа отличаются также составом и структурой сульфатных и соляных минералов. По данным А. Кенделла [535], в глубоководных условиях формируются тонкослойчатые, выдержанные по площади горизонты сульфатов с обломочными текстурами гравитационных потоков, оползней и турбидитов и тонкослойчатые, чередующиеся с карбонатно-сульфатными слоечками галита, содержащими прозрачные включения обособленных галитовых кубиков. Рассмотрим с этих позиций древнейшие крупные скопления сульфатно-соляных пород, распространенные в нижненеленских отложениях (усольский горизонт) Иркутского амфитеатра Восточной Сибири.

Соленосные отложения распространены на площади около 0,5 млн. км² в юго-западной части Сибирской платформы [265]. Они залегают на мелководноморских отложениях алданского яруса и перекрываются также мелководноморскими образованиями верхненеленского подъяруса. С западной и юго-западной окраины соленосный горизонт фациально замещается мелководными известняками, доломитами и терригенными осадками с гипсом и ангидритом. К северу и востоку соленосные отложения переходят в морские (доломиты, известняки с отпечатками кристаллов сульфатов и солей). Выше была описана Сахайская органогенная полоса, которая отделяла в кембрии юго-западную часть Сибирской платформы от остальной площади. За этим сооружением накапливались упоминавшиеся выше углеродистые морские осадки.

Разрез соленосных отложений Иркутского амфитеатра характеризуется чередованием мощных пластов (до 100 м и более) каменной соли, обычно бедной примесями, и горизонтов водорослевых доломитов, местами содержащих фауну трилобитов. Пласты соляных пород прослеживаются на значительные расстояния.

Положение в разрезе, фациальные переходы с окружающими и вмещающими породами и мощности соленосных отложений свидетельствуют о формировании соляных осадков в центральной части крупного морского бассейна с интенсивным прогибанием морского дна. Никаких признаков лагуны, о которой упоминают некоторые авторы, в рассматриваемом случае нет. В табл. 48 приводятся данные о мелко- и глубоководных индикаторах для нижненеленских отложений Иркутского амфитеатра, которые также можно трактовать только в пользу существования сравнительно глубоководного бассейна. О мелководности здесь говорить трудно. Видимо, между осадком и водной поверхностью бассейна существовал столб воды мощностью более 100—150 м. Аналогичные выводы можно сделать и о вышележащих соленосных горизонтах кембрия в Иркутском амфитеатре.

Особенностью кембрийского соленакпления следует считать также появление калийных минералов (карналлит, сильвин), которые обнаружены в виде прослоев и линз на Непском поднятии (Восточная Сибирь).

Т а б л и ц а 48

Сравнительная характеристика индикаторов глубинности для нижненеленских отложений Иркутского амфитеатра

Индикаторы	
мелководности	глубоководности
Водорослевые структуры в горизонтах доломитов	Площадь 0,5 млн. км ² Приуроченность соленосной толщи к центральной части бассейна
Мелководные отложения в почве и в кровле соленосной толщи	Переход соленосной толщи к окраинам бассейна в мелководные осадки Большие мощности пластов соли Выдержанность пластов на значительные расстояния
Аналогия с современным соленакплением	Небольшое содержание терригенной примеси в соли Отсутствие в соляной толще терригенных горизонтов Отсутствие текстур, характерных для прибрежной зоны Чередование галита с сульфатно-карбонатными слоечками Тонкая слойчатость в галите и ангидрите Прозрачные включения кристаллов галита

Известные в Соляном кряже (Пакистан) кизерит и лангбейнит нельзя учитывать, так как стратиграфическое положение соляных отложений пока окончательно не выяснено.

Шельфовые фосфатные отложения кембрийского возраста развиты в хр. Каратау (Казахстан). Крупные скопления фосфатного вещества зернистой, пеллетовой, оолитовой или смешанных структур приурочены к области шельфа, прилегающей к глинистым осадкам зоны континентального (?) склона, характеризуются присутствием кремнистых остатков губок [116]. В более мелководной части шельфа продуктивные горизонты выклиниваются. Здесь появляются глауконит-карбонатные органические осадки. Сравнение этих отложений с аналогичными кембрийскими толщами бассейна Джоржина (Австралия), Хубсугул-Боксонского бассейна (Восточная Сибирь, Монголия), месторождения Китайской платформы показывает близость как состава, характера наслоения, так и фациальной приуроченности.

Осадки зоны относительно холодных вод (бореальная суперзона?) в кембрии известны в Архипелаге Северная Земля [173]. Разрез состоит из переслаивающихся глауконитовых алевролитов, глинистых сланцев, содержащих прослой известняков с брахиоподами и криноидеями. Вероятно, воздействием бореальных вод следует объяснить появление сильвина в соленосных отложениях кембрия центральных районов Сибирской платформы, в которых он встречается вместе с карналлитом в прослоях и линзах. Отсутствие в этих осадках магнезиальных сульфатов может свидетельствовать о накоплении сильвина при относительно пониженной температуре [32, 320].

При характеристике прибрежно-морской зоны отмечалось, что расцвет органической жизни в морях в среднем ордовике существенно повлиял на автохтонную седиментацию. В шельфовой тропической зоне отмечается широкое развитие разнообразных биокластитовых частиц, содержащих остатки водорослей, губок, табулят, двустворок, строматопоройдей, мшанок, в силуре — ругоз, красных водорослей, в девоне — гидрзоанов, а в карбоне — фораминифер и палеоплезин.

Намечаются два основных типа автохтонных ассоциаций продуктов тропической—субтропической шельфовой зоны: карбонатный и сульфатно-соляной. В разрезах, прилегающих к органическим постройкам, наблюдаются ореолы рассеивания остатков организмов, слагающих постройки. В участках, территориально не связанных с областями распространения органических построек, карбонатный материал представлен детритом, возникшим при истирании раковин организмов-автохтонов [221, 395]. В области сочленения карбонатной и глинистой седиментации наблюдается отрицательное влияние глинистых частиц, в итоге приводящее к периодической гибели органических сообществ, образующих прижизненные захоронения [517].

Седиментационные бассейны с накоплением соляных осадков и сульфатов, известные в силуре и карбоне Северной Америки, девоне Русской платформы и других районов, характеризуются залеганием сульфатно-соляных образований в центральных, наиболее глубоких частях водоемов, прибрежные фации которых нередко представлены органическими постройками [338]. Соляные пласты разделены горизонтами карбонатных пород, указывающих на прерывистый характер соленакпления. Особенностью шельфовой седиментации этого времени является формирование в девоне промышленных скоплений сильвинита (Припятский, Виллистонский и другие бассейны).

Собственно бореальные и полярные суперзоны в силуре, девоне и карбоне не выделяются. Возможными районами их распространения в силуре будут области, прилегающие к участкам развития тиллитоидных пород, а в девоне — районы распространения фаун арктической провинции [100]. Примером осадков бореальной суперзоны в карбоне, вероятно, являются верхнекаменноугольные терригенные отложения с

прослоями и линзами известняков, содержащие гониатиты и брахиоподы бассейна р. Колымы [300].

Изменения в солевом составе морской воды в конце карбона — начале перми, выразившиеся в основном в увеличении содержания сульфат-иона, мало отразились на карбонатной шельфовой седиментации. В тропических областях отмечается смена состава биокластического материала, наблюдается увеличение количества планктонных форм. Примером осадконакопления в условиях шельфа, примыкающего к органогенному комплексу типа рифа, являются верхнетриасовые известняки северной геосинклинали Тетиса [338]. Они соседствуют с осадками подрифовой осыпи. Их разрез (от рифа в сторону открытого моря) следующий: светло-серые слоистые известняки с криноидеями, ежами и двустворками, серые глинистые известняки и мергели с остракодами, переходящие в темно-серые мергели с фораминиферами и цефалоподами. Близкие взаимоотношения наблюдаются в оксфорде Юрских гор Швейцарии, в юре Средиземноморья и Ближнего Востока.

Своеобразными продуктами глубоководной седиментации на шельфе явились скопления остатков кокколитофорид и планктонных фораминифер (глобигерин). Мощные толщи писчего мела, сложенные этими остатками, широко развиты в верхнемеловых отложениях Русской платформы, Парижского бассейна и др. Р. Фэйрбридж [345] предлагает выделить это время как «геохимическую революцию».

Более существенно изменилось автохтонное осадконакопление в бассейнах солевой седиментации. Повышение содержания сульфат-иона в морской воде расширило минералогические варианты сульфатонакопления. В пермских бассейнах США, ФРГ, ГДР, Прикаспия, Башкирии и других районов появляются такие минералы, как полигалит, кизерит и бишофит, которые также встречаются в триасовых толщах Франции (Аквитанский бассейн), Австрии (Зальцбург) и др. [43].

Значительной эпохой сульфатно-солевой седиментации, которая отмечается от Адена до Северного моря, является юра. Часть этих отложений рассматривается как глубоководные образования. Для мелового периода пример соленаккопления — осадки нижнего мела и сеномана в Мексиканском заливе. Характерно, что галогенные образования этого возраста переслаиваются с шельфовыми осадками и окружены шельфовыми известняками, а также известняками и глинами впадин [338].

В Северной Америке [116] в пермское время на шельфе формируются фосфатные толщи, разрезы которых отличаются от более древних отложений этого типа ассоциацией с кварцевыми песчаниками, обычно свойственными для областей гумидного тропического и субтропического климата на суше. По остальным параметрам они тождественны более древним, кембрийским фосфоритам.

В пермском и более позднем времени появляется возможность реконструкции областей субтропического климата. Пока можно привести только отдельные примеры, свидетельствующие о характере шельфовой седиментации в этой зоне. К ним относятся ассоциации карбонатных осадков, не содержащих биокластов кораллового состава [428], известняков в глинистых отложениях [642], углеродистых глин, внешние зоны выклинивания оолитовых железных руд с глауконитом, опоковидные глины, опоки и т. д.

Субтропическая шельфовая зона с сульфатно-соляным типом седиментации намечается в юре Средней Азии и Предкавказья. В этих районах отмечается соленаккопление в бассейнах с глубинами до 400 м и более [300].

Бореальные суперзоны известны в перми и мезозое. В пермское время они, видимо, существовали на п-ове Таймыр, где осадки шельфового типа представлены известковистыми песчаными глинами, содержащими раковины фораминифер, брахиопод и моллюсков [262]. В триасе возможно выделение как бореальных, так и нотальных суперзон. Основанием для этого могут служить ассоциации брахиопод, которые рас-

пространены в Бореальной и Маорийской областях [98]. Автохтонный материал в них представлен прослоями известняков, остатками брахиопод, аммонитов и двустворок.

Бореальные области выделены для юры и неокома в Арктическом бассейне, в котором допускаются температуры придонных вод около 0°C [131]. Терригенно-глинистые мелководные, удаленные от берега осадки в этой области содержат редкие раковины моллюсков, обызвесткованные следы илоедов и агрегаты кальцита, встречаются зерна глауконита [137]. В более глубоководных глинисто-алевритовых осадках фауна еще более редка, причем часто она, как это указывается для плинсбаха Анабарского района, может быть аллохтонной [394].

Последний этап, намечающийся с палеогена, характеризуется постепенным понижением средних температур вод на шельфе. В палеоцене и эоцене тропические суперзоны еще далеко заходят в высокие широты. Осадки тропической суперзоны, представленные карбонатными образованиями с остатками герматипных кораллов, известны в пределах Тетиса. В северных районах Африки (Марокко и др.) в эоцене с ними ассоциируются скопления фосфоритов [116].

Примеры осадков субтропической суперзоны многочисленны в палеоцене и эоцене ряда районов Украины, в которых распространены известняки и мергели с моллюсками, фораминиферами, одиночными кораллами [257]. С юга на север наблюдается замещение карбонатных осадков кремнистыми (опоки, диатомиты и др.), содержащими глауконит. Северная часть субтропической суперзоны известна в пределах Западно-Сибирской плиты. Для нее характерна приуроченность опок и диатомитов к внешней части шельфа. В сторону открытого моря они замещаются глинистыми осадками, содержащими остатки фораминифер и диатомей.

Бореальная зона на шельфе может быть выделена только на северо-востоке Евразийского материка. Здесь распространены терригенные палеогеновые осадки с остатками устриц, мидий и других организмов.

В неогене устанавливается современный тип зональности, связанный с похолоданием, начавшимся в олигоцене. Максимальное распространение полярных суперзон в низкие широты отмечается в плейстоцене.

Зоны континентального склона и пелагиали

Изучение ископаемых осадков этих зон еще только начато. Приведенная ниже характеристика далеко не полна и не совершенна. Для бореальных, нотальных и полярных суперзон материал по автохтонной седиментации практически отсутствует, особенно для докембрийских и палеозойских отложений.

Автохтонный материал зон континентального склона может иметь два источника: осадки внешнего края шельфа и хемогенно-органогенный пелагический. Диагностическими признаками этого материала для тропических и субтропических суперзон являются: 1) карбонатное, реже сульфатно-солевое вещество шельфа со следами перемещения, 2) карбонатный флиш и флишеподобные образования и 3) темноокрашенные терригенно-глинистые турбидиты с органическим веществом.

Флишевые осадки известны с архея, однако достоверные флишеидные породы с участием карбонатного вещества установлены в разрезах позднего докембрия. Примером могут служить ритмично-слоистые карбонатно-глинистые породы со следами перемещения по склону в верхнерифейских отложениях Енисейского края в Восточной Сибири [146].

Более широко развиты кембрийские осадки континентального склона. Они известны в США [553, 613, 621], Канаде [577] и на Сибирской платформе. В пределах Северной Америки эти отложения представлены пеллоидными известняками, черными глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами с линзами брекчий. Присутствие тонкослойчатых глинистых известняков (Центральные Аппалачи, штаты Нью-Йорк и Вермонт) дает основание предполагать участие в строении этих толщ осадков

мутевых потоков. Четкая ритмичная слоистость наблюдается в среднекембрийских глинисто-известняковых отложениях Якутии. К прослоям глинистых известняков приурочены находки обломков трилобитов.

В ордовикских отложениях усложняется состав осадков зон континентального склона, в обломочном материале отмечаются остатки пелагической фауны и фосфатные пеллетовидные зерна [629]. В Канаде известны разрезы среднего ордовика — силура, представляющие собой осадки трога [655]. В них выделяются предфлишевые образования (граптолитовые, и кремнистые сланцы, слоистые известняки типа пакстоунов и вакстоунов конгломераты и брекчии) и флиш (известковистые и доломитистые алевролиты). Аналогичные породы известны в девоне Болгарии [403], в карбоне Германии [409], Северно Америки [554] и других районах.

Карбонатные флишеидные и флишевые толщи широко распространены в мезозое. Карбонатный материал пелагического происхождения слагает известняки и мергели верхних частей ритмов. В меловое и палеогеновое время в областях перемещения материала по склонам могли вовлекаться меловые (карбонатные) и сульфатные осадки [601, 668].

Решение вопроса о диагностических признаках осадков континентального склона в бореально-полярной и полярной суперзонах осложнено тем, что автохтонный материал в них распространен незначительно. Кроме того, существует конвергенция признаков между этими осадками и глубоководными образованиями областей, где карбонатный материал подвержен растворению.

Материал автохтонного типа в пелагических областях известен с кембрия. В Центральных Аппалачах он представлен тонкослоистыми микритовыми известняками с прослоями глинистых известняков [621]. В ордовике и силуре кроме карбонатных илов широко распространены кремнистые осадки с остатками радиолярий, известные на Урале, Северо-Американской платформе. В верхнем и среднем девоне Европы (Кантаберийские горы Испании, юга Франции и др.) в пелагических тонкозернистых известняках отмечаются остатки гониатитов, трилобитов, брахиопод, криноидей, конодонтов и другой фауны [496, 658 и др.]. Характерная особенность пелагических известняков — комковатость и угловатость, видимо связанная с флокуляцией карбонатного материала, поступавшего с водной поверхности бассейна, и с некоторым его перемещением на дне под влиянием силы тяжести и течений. В это же время в глубоководных известняках формируются железо-марганцевистые корки. В верхнем палеозое тонкозернистые, обычно кремнистые, иногда с прослоями яшм известняки известны на Дальнем Востоке [138] и в штате Юта, США [435].

В последнем случае для них характерна ленточная слоистость, глыбы органогенных известняков, сползших из шельфовой зоны, присутствие тонкостенных хонетид и постседиментационных пирита и марказита.

В мезозое и кайнозое пелагические осадки тропической и субтропической зон известны в Альпах, в Испании, на Кавказе, на Ближнем Востоке, в Марокко, а также (с верхней юры) на дне океанов. Известняки и мергели этой зоны сложены остатками фораминифер, кокколитов, остра-

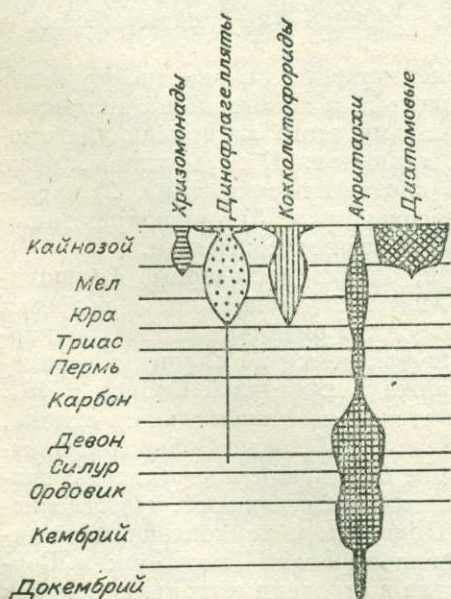


Рис. 14. Схема геохронологического распространения основных групп фитопланктона [275].

код и других организмов (рис. 14). Определение уровня кальцитово́й компенсации, произведенное с поздней юры, показало, что в Мировом океане он был на глубине около 4000 м, примерно 40 млн. лет тому назад опустился до 4500 м, в раннем миоцене начал подниматься, а 10—15 млн. лет назад стал опускаться до современного уровня [418]. Ниже этого уровня, а также в глубоководных частях полярных и бореально-полюсных суперзон формируются кремнистые илы с остатками радиолярий, а с миоцена — диатомей. Выявлены два уровня усиления органогенного кремнеаккумуляции (верхнемеловой и эоценовый), по времени совпадающие с эпохами интенсивного формирования опок, диатомитов, трепелов и других кремнистых пород в пределах эпиконтинентальных, внутриконтинентальных морей [210].

В мезозое и кайнозое отмечаются широкое развитие железо-марганцевых конкреций, формирование в результате перекристаллизации и перераспределения органогенного кремнезема кварц-кристоболит-опаловых конкреций и стяжений, фосфатных стяжений, возникновение пирита, марказита и мельниковита, развитие цеолитов по пепловому материалу. В последнее время автохтонные аморфные силикаты железа обнаружены в кайнозойских пелагических красных глинах в Мадагаскарской котловине.

Ландшафтно-динамические зоны

Выделение морских ландшафтно-динамических зон основано на принципах, которые были применены для дифференциации их континентальных аналогов. Основное отличие заключается в том, что в морской провинции седиментация происходит в одном фазовом состоянии среды — в морской воде. Таким образом, главным признаком, по которому различаются зоны и их более мелкие подразделения, является гидродинамика среды. Выделены три типа движения морской среды: волновой, течения́вый, потоковый, которые существуют в различных комбинациях на разных глубинах морских бассейнов. Их описанию посвящена обширная литература [196, 217, 278, 292, 397 и др.], краткое изложение выводов которой приведено ниже.

Волновая динамическая обстановка распространена на побережьях морей и океанов и вызвана движением воздушных масс атмосферы. Энергия ветра передается воде под действием тангенциального давления. Вследствие турбулентности воздушного потока на водной поверхности возникает рябь, переходящая в волны. Различаются типы волн, имеющие или синусоидальный (круговой или эллипсоидальный), или трохлоидальный (типа движения точки на ступице вращающегося и перемещающегося колеса) характеры движения частиц воды. Трохлоидальное движение наблюдается в мелководной, прибрежной части водоема. Волны движутся в направлении распространения ветра. В прибрежных частях бассейнов при соотношениях глубин дна и длины волны (расстояния по горизонтали между двумя соседними гребнями волн) около 1 : 4 скорость и длины волн сокращаются, при этом при сохранении энергии растет высота гребней (до 15 м). Если глубины и длины волн выравниваются, то последние разрушаются и поток воды с силой обрушивается на побережье. Характерным эпизодом движения водной массы является ее отток после удара о берег.

В особый тип выделяются волны катастрофического происхождения: штормовые, цунами и вызванные оползнями. Штормовые волны возникают в результате ураганов и тайфунов. Они создают нагонные приливы, превышающие обычный уровень воды на побережье до 10 м и более. Цунами возникают в результате тектонических движений, землетрясений и вулканических извержений на дне океана. Высота волн в этом случае может достигать 10—50 м. Волны, вызванные оползнями и обвалами на границе суши и моря, распространены вдоль побережий, но могут достигать на локальных площадях значительной высоты (до 100 м и более). Воздействие волн катастрофического происхождения ведет к значительной перестройке структуры и состава побережий.

Схема классификации морских ландшафтно-динамических зон и их подразделений

Суперзона (пояс)	Зона	Субзона
Шельфовая	Прибрежно-морская	Пляжевая
		Приливной равнины и эстуариев
	Собственно шельфовая	Лагун
		Континентального шельфа
Пелагическая	Континентального склона	Бровки шельфа
		Склоновая
	Собственно пелагическая	Подножий
		Абиссальной и батинальной равнин
		Срединных хребтов и подводных поднятий
	Межгорных впадин	

Последний тип волн — океанические приливные, связанные с притяжением Луны и Солнца. Они относятся к длиннопериодным, проявляющимся раз или два раза в сутки. Высота приливных волн неодинакова и зависит от положения побережья (открытого океана, наличия островов и т. д.), а также его рельефа. Так, максимальные высоты приливных волн отмечены в воронкообразных узких заливах [385].

Течения различаются по месту проявления и по факторам, их вызывающим: компенсационные, приливные, ветровые, постоянные и придонные. Компенсационные (донные и разрывные) возникают в области воздействия волн на побережье. Донный тип образуется в результате взаимодействия волн и ветра, нагоняющего или сгоняющего воду у берега. Разрывные противотечения возникают при набегании волн на берег и двигаются в сторону моря, обычно в узкой полосе. Течения, вызванные приливными волнами, максимально проявляются в устьевых частях морских заливов благодаря возрастанию скорости движения воды. Скорости движения течения этого типа не зависят от глубины. Ветровые течения возникают под влиянием местных ветров и захватывают только верхние слои (до 50 м) воды. Обычно они следуют очертаниям берегов. Постоянные течения обусловлены постоянными ветрами, а также распределением теплых и холодных вод. Они распределены в открытой части океана, имеют скорости движения до 1,5—3 м/с и переносят большие объемы водных масс, нарушая как климатическую зональность, так и характер гравитационной седиментации. К последнему типу относятся придонные течения, существование которых доказано на больших глубинах. Их скорости оказываются достаточными для перемещения обломочного материала, о чем свидетельствуют дочетвертичные породы на дне океанов.

Потоковый тип движения водных масс близок течениям, но отличается от них приуроченностью только к руслоподобным, наклонным углублениям морского дна (подводные русла), желобам, каньонам и др., а также более высокой насыщенностью потока терригенным материалом. Этим он напоминает селевые потоки на суше.

Комбинации данных типов движения или их отсутствие определяют формирование рельефа и поведение обломочных частиц в различных частях морских бассейнов. Выделяются две основные суперзоны морской аллохтонной седиментации: шельфовая и пелагическая, подразделяющиеся на ряд зон и более мелких подразделений (табл. 49).

Пляжевая зона включает элементы рельефа пляжа и водную среду, обуславливающую перемещение аллохтонного материала. В этой субзоне его движение определено воздействием волн и компенсационных течений. Различаются несколько областей с разным типом движения обломочных частиц: 1) осцилляционных волн, 2) разрушения волн, 3) поступательных волн (бурунов) и 4) смыва (рис. 15). Области действия осцилляционных волн свойственно перемещение аллохтонного материала как в сторону берега, так и от него. Однако в связи с тем, что скорость на гребне волны больше, чем скорость воды, скатывающейся с пляжа, суммарное движение частиц направлено в сторону суши. Существует прямая связь между масштабами перемещения материала, высотой волн, их периодами и обратная — с глубиной и наклоном дна. В зонах разрушения волн материал переносится как путем перекачивания, так и в виде взвеси. Бурунная область характеризуется ударным действием волны и появлением берегового течения, которые определяют направление движения частиц. При равных скоростях течения и волны материал в зонах разрушения волн и бурунов передвигается в сторону прибойной полосы (рис. 16, а), при преобразовании скорости течения — по его направлению (рис. 16, б), а при большей скорости волны — от берега (рис. 16, в). Одновременно происходит сортировка частиц по размерам.

Материал пляжевой субзоны обычно песчаный. В верхней (внутренней) части пляжа, которая затопляется только во время высоких приливов, преобладают пески с горизонтальной слоистостью [278]. Рисунок слоёв может нарушаться под воздействием ветра. В этом случае появляются пологонаклонные косые слойки, а в местах выдувания — скопления более грубого материала, в том числе раковины и их обломки. Например, вдоль восточного берега Каспийского моря (район г. Челекена) верхний пляж может быть сложен скоплениями раковин. В понижениях этой части пляжа часто накапливаются глинистые частицы и водорослевый детрит. На склоне верхнего пляжа в сторону моря распространены следы обтекания предметов, многочисленные следы животных (норки, следы ползания, отпечатки медуз, позвоночных и т. д.). Здесь же формируются прослойки рудных минералов с повышенным удельным весом, которые могут представлять промышленный интерес.

Нижний пляж сложен тонкослойным песком. Он образует серии, в которых отдельные слойки мощностью 1—15 см срезают друг друга под небольшим углом. Такие слойки прослеживаются параллельно береговой линии на десятки метров. Характерными элементами нижнего пляжа являются береговые валы, имеющие асимметричное строение. У них наблю-

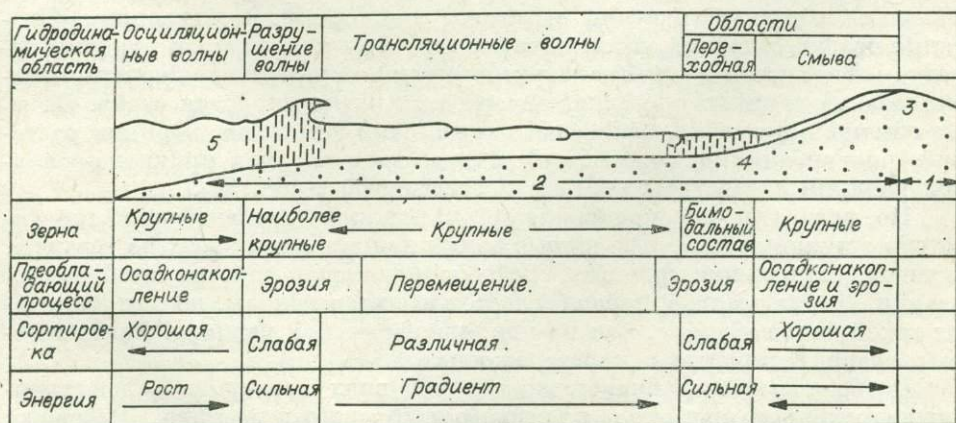


Рис. 15. Общая характеристика строения пляжа, его гидродинамика и особенности осадконакопления [292, с изменениями].

1 — внутренний пляж; 2 — побережье; 3 — береговой вал; 4 — склон пляжа; 5 — отмель.

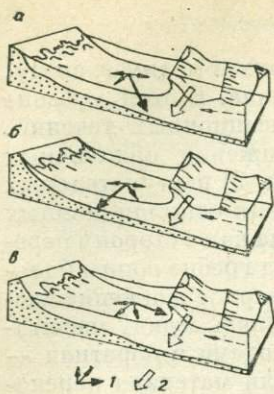


Рис. 16. Блок-диаграммы, иллюстрирующие главные направления движения меченых зерен на приливно-отливном побережье открытого моря [526].

1 — результирующий вектор, показывающий направление перемещения трассера; 2 — направление движения вдольберегового течения.

дается более пологий склон в сторону открытого моря. Песок этой части валов пологоволнисто-или косослойчатый, содержит прослойки с антидюнной слойчатостью и следами ряби. Противоположный склон сложен песком с косой слойчатостью (углы падения $10 - 30^\circ$) и с фестончатой крупномасштабной рябью. В углублениях между валами в песках отмечаются знаки крупномасштабной ряби, мелкой ряби течений, ориентированной по направлению перемещения воды. На отмели пляжа, практически всегда находящейся под водой, формируются песчаные бары, у которых склоны, обращенные к берегу, могут быть изрезаны каналами. Количество баров пропорционально величине энергии волн [278].

Катастрофические волны нарушают строение пляжа. Тонкий песчаный материал переходит во взвешенное состояние, перемещаясь с нижнего пляжа к верхней части склона.

Субзона приливно-отливной равнины распространена вдоль пологих морских и океанических побережий в районах больших колебаний уровней прилива и отлива. Они могут достигать $10 - 15$ м, при этом ширина субзоны достигает нескольких километров. Различаются три участка приливно-отливной равнины: 1) литораль, отражающая средний уровень прилива, 2) подлитораль, или супралитораль, — участок, захватывающийся максимальным приливом, и 3) sublитораль, лежащая ниже уровня воды. Поверхность приливно-отливной равнины, как правило, изрезана приливными каналами, являющимися следами стока вод при отливе. Их глубина и разветвленность зависят от размеров дренирующей части равнины.

Основным фактором седиментации являются приливно-отливные течения, скорости которых больше в каналах и меньше на самой равнине. Осадки этой субзоны различны и четко отражают динамику среды седиментации. В каналах они напоминают речные осадки, а на равнине наблюдается ритмическое чередование песков и глинистых осадков. Штормовые волны нарушают порядок формирования слоев, о чем свидетельствуют многочисленные следы размывов в разрезах. В заливах осадки приливно-отливной равнины могут быть представлены тонкозернистыми песками, алевритами и глинами, часто располагаются зонально, повторяя контуры берега. Области их распространения рассечены промывами и эстуариями. Песчаные осадки содержат косослойчатые текстуры мелкой ряби течений, нередко встречаются прослойки алевритов и глин, отражающие периоды стоячих вод. В глинистых осадках отмечаются редкие прослойки песка. Здесь же обычны нарушения слойчатости трещинами усыхания, корнями растений, биотурбациями. Различаются два типа осадков приливно-отливной равнины: трансгрессивный и регрессивный (табл. 50).

По условиям осадконакопления к приливно-отливной равнине тяготеют эстуарии [292]. Приливные волны поднимаются вверх по течению, заливая большие пространства, особенно в условиях пологих прибрежных равнин. Дно эстуариев неровное, в нем имеются каналы, но они не играют такой большой роли, как на приливно-отливной равнине. Различаются эстуарии открытые и перегороженные.

Особенность осадконакопления в условиях эстуариев — поступление аллохтонного материала из речного и морского источника. Песчаный материал речного происхождения осаждается в верхней части эстуария, а суспензия может достигать шельфовой зоны. Кроме верхней части эстуариев песчаный материал заполняет каналы, образуя насыпи, вытянутые

Строение приливно-отливной равнины трансгрессивного и регрессивного типа [278]

Трансгрессивный тип (южные берега Северного и Балтийского морей)	Регрессивный тип (Калифорнийский залив)
Осадки песчаной равнины	Илы хаотические
Осадки смешанной равнины	Алевриты коричневые, слоистые
Осадки илистой равнины	Илы коричневые, пятнистые (зона обитания крабов)
Глины солоновато-водные или пресноводные	Глины серые с ходами обитания
Торф с остатками сфагнума	Алевриты и глины слоистые
Более древние осадки	

по оси эстуария. Глинистое вещество занимает, как правило, центральные области эстуариев. Структурно-текстурные особенности эстуариевых осадков близки образованиям приливно-отливной равнины. Своеобразно поведение глинистого материала в области смешивания пресных и соленых вод. В ней отмечаются как флокуляция глинистых частиц, так и их новообразования [292].

Лагунные условия возникают при развитии береговых валов, превращении их в крупные песчаные бары, отгораживающие низменные участки прибрежной зоны в области слабых волн. Лагуны являются производными как эпох трансгрессии, так и регрессивных фаз. В первом случае их осадки залегают на континентальных образованиях, а перекрываются морскими, во втором отмечается «перевернутый» разрез.

Лагунные субзоны распространены по берегам современных морей и океанов, образуя водоемы до 200 км в длину [385]. Аллохтонный материал в них представлен преимущественно частицами алеврито-пелитовой размерности, располагающимися в пределах лагун зонально, фиксируя динамику среды седиментации. Более песчаные участки обычно тяготеют к полосе баров и островов, отгораживающих водоем от открытого моря. Обычно в область гидродинамической дифференциации вовлекается также материал автохтонного происхождения (окислы железа, карбонаты, реже минералы сульфатно-хлоридного состава). Осадки лагун, как правило, тонкослойчатые, часто текстуры нарушены биотурбациями, в том числе корнями растений.

Осадки прибрежной зоны разнообразны по составу и строению. Для пляжевой субзоны, а также для песчаных валов и баров характерны песчаные осадки, терригенный материал которых отражает состав пород, слагающих берега и дно морей, возможен привнос золотого песка, велика роль материала, поступающего с суши. Минералогический состав этих осадков также разнообразен. Песчаные пляжи и бары олигомиктового состава более характерны для внутриконтинентальных морей и побережий, прилегающих к платформенным областям, тогда как пески сложного состава, распространенные более широко, известны во внеплатформенных геосинклинальных районах. Однако полимиктовые пески встречаются и на побережьях, окаймляющих крупные платформы. Материал в лагунных субзонах более тонкозернистый, часто глинистый (иловый). Его состав обычно пестрый, причем, вероятно, часть глинистых образований может иметь автохтонное происхождение.

Самые древние прибрежно-морские аллохтонные осадки отмечаются в отложениях архея, в серии Модис Южной Африки [278 и др.]. Песчаные породы слагают древние пляжи и приливно-отливные террасы. В связи с тем, что не обнаружены конуса выноса приливной полосы, сделан вывод о небольшой ширине шельфовой зоны для этой области архейской седиментации. Осадконакопление, видимо, происходило вдоль древней конти-

нентальной окраины. В более молодых (2200 млн. лет) отложениях серии Престория в Восточном Трансваале выделены песчаные осадки с признаками субприливных, межприливных и приливных протосред. В них отсутствуют барьерные комплексы, свидетельствующие о значительной амплитуде приливных течений [446 и др.].

Более многочисленные данные для отложений позднего докембрия. В разрезах Сибирской платформы, Скандинавии, Шотландии, Северной Америки известны кварцевые песчаники, алевролиты с прослоями глинистых сланцев, аллохтонных известняков и доломитов, конгломератов, содержащих признаки седиментации в приливно-отливной полосе, в условиях пляжа, с участием штормов и т. д. [279, 419, 466]. В ряде случаев удается установить присутствие скальной литорали, представленной как осадками, составляющими органогенные карбонатные постройки, так и обломочными породами более древнего возраста.

Прибрежно-морские осадки широко распространены в отложениях нижнего палеозоя. Платформенные образования кембрия, ордовика и силура известны в пределах Сибирской и Русской платформ. Характерными сочетаниями являются олигомиктовые (часто с глауконитом) песчаники, формирующиеся в широкой прибрежной полосе с хорошо выраженным пляжем, приливно-отливной полосой, русловыми каналами, глинисто-карбонатные прослои лагунного или заливного типа [203, 578]. В породах довольно часты трещины усыхания, следы и остатки организмов, обитавших в мелководных условиях. Те же структурно-текстурные признаки мелководья фиксируются в карбонатных типах разрезов.

Для миогеосинклинального типа характерно преобладание песчаных осадков, фациальные переходы в сторону берега в осадки конусов выноса [680].

В девоне и позднем палеозое отмечаются наборы осадков, отражающих в структуре и текстурных особенностях строение прибрежно-морской зоны. Характерные особенности седиментации в это время — заселение прибереговой полосы растительностью, распространение которой могло служить причиной нарушения профиля берегового склона и формирования заливов и лагун, благоприятных для накопления тонкозернистого материала неорганического и органического происхождения. Роль наземной растительности, естественно, должна была усилиться в мезозое и кайнозое по мере ее расселения и дифференциации.

Собственно шельфовая зона

Шельфовая зона представляет собой полосу, лежащую в основном вне области влияния волнений, слабо наклоненную от прибрежно-морской зоны в сторону континентального склона. На этой площади по характеру седиментации выделяются парзоны шельфовых террас и течений. Область шельфовых террас характеризуется сравнительно ровной, террасированной поверхностью, на которой отлагаются тонкозернистые, главным образом глинистые или илистые осадки. В направлении участков действия волн и течений они сменяются более грубозернистым материалом. Количество текстурных признаков (горизонтальной слоистости, биотурбаций и др.) также связано с глубиной. Иной тип осадков характерен для той части континентального шельфа, где развиты донные течения (узкие по форме моря, проливы). Здесь скорости течений достигают 150 см/с и более [385]. В этих условиях тонкозернистый материал удаляется и на дне формируются песчаные осадки со следами крупной, а иногда гигантской ряби. Возрастают возможности перемыва более древних осадков. Примером участков шельфа с данной динамикой среды являются проливы Ла-Манш, Гибралтар, Цусимский и др.

Для этой части шельфа характерны песчаные валы, которые в условиях океанических окраин могут достигать высоты до 10 м, ширины в несколько километров и прослеживаться вдоль берегов на десятки километров [278]. Их генезис недостаточно выяснен: они могут быть как осадка-

ми, возникшими под влиянием штормов или течений, так и древними береговыми валами, погружившимися на большие глубины. Образование песчаных валов в результате штормовой или течениевой седиментации объясняется особенностями перемещения обломочного материала на шельфе. Различаются две концепции: 1) воздействие на плоское дно крупномасштабных структурных образований квазипериодического типа и 2) влияние вихрей, связанных с неровностями дна [292].

Обстановка седиментации на бровке шельфа является переходной от собственно шельфовой к области континентального склона. Средние глубины этой зоны лежат в пределах 130—200 м. Наклон поверхности шельфа может увеличиваться, появляется больше углублений в рельефе, представляющих собой верховья подводных каньонов. Среди осадков наряду с песчано-глинистым материалом возможно появление продуктов оползания. Существование возвышенностей и хребтов на внешнем краю шельфа может способствовать накоплению терригенного материала.

Состав аллохтонного материала шельфовой зоны определяется источниками, среди которых главенствуют частицы, поступающие с континента (аллювиальные и эоловые), за счет эрозии берегов и дна. Полигенетический характер обломочного материала источников определяет в большинстве случаев разнообразие терригенной составляющей шельфовых осадков. В случае эрозии берегов и дна в терригенную часть осадков переходит автохтонный материал — карбонаты, глауконит и др. Однако дальность их транспортировки невелика, и, таким образом, этот компонент не уходит за пределы ландшафтно-климатической зоны.

Много лет обсуждается вопрос о связи состава аллохтонного материала с климатом [120, 214]. Он может рассматриваться в двух аспектах. Размеры обломков часто связаны с климатом и рельефом прилегающей суши, например, крупнообломочный материал ледниково-морских осадков, представлен валунами ледникового генезиса, доставленными льдинами и айсбергами. Однако присутствие этого материала в шельфовых и более глубоководных осадках является доказательством существования полярных зон. Дальность переноса обломков плавающим льдом определяется климатом, размерами обломка и льдины, а также характером течений.

Высказываются идеи о влиянии климатического фактора на состав обломочного материала, сносимого с суши. Считается, что обломочные частицы, вымываемые из почв и кор выветривания тропических областей, должны быть обогащены кварцем, устойчивым к выветриванию минералами тяжелых субфракций, а также каолинитом. Однако при детальном исследовании распределение обломочного материала оказывается более сложным. Видимо, в рассматриваемом случае следует различать не менее двух вариантов: 1) выравнивание состава питающих провинций в результате выветривания и 2) усреднение его состава в связи со слабым выветриванием в областях питания или существованием в них сложного рельефа с разными уровнями выветривания. В первом случае в качестве источника материала выступают крупные и мелкие равнинные реки, долины которых расположены в пределах одной континентальной ландшафтно-климатической зоны с интенсивным выветриванием, например долины рек Амазонка и Ориноко. В шельфовой зоне, примыкающей к их устьям, преобладает терригенный материал, отражающий уровень выветривания во влажнотропической зоне [132].

Второй вариант более распространен. Состав терригенного материала на шельфе обычно полиминеральный. Это объясняется как отсутствием или слабым развитием выветривания в областях питания [420], так и сложностью рельефа (и соответственно выветривания) на водоразделах рек, пересекающих различные геоморфологические ландшафтно-климатические зоны [269, 568 и др.], и привносом терригенного и вулканического материала эоловым способом.

Примеры ископаемых осадков шельфовых зон многочисленны, они известны в древнейших толщах. Выделяются три типа преимущественно

аллохтонных отложений, которые прослеживаются в разрезах шельфа начиная с докембрия: песчаный, песчано-алеврито-глинистый и глинистый. Песчаный тип, представленный в докембрийских толщах кварцитами [150, 202], является наиболее глубоководной шельфовой областью терригенной седиментации в ряду коры выветривания — континентальные кварцевые пески — прибрежно-морские олигомиктовые пески — шельфовые пески. В наиболее молодых, позднекембрийских отложениях они содержат текстуры течений придонного и волнового типов, следы волочения обломков по дну, а также прослой алеврито-глинистого материала, указывающие на изменение динамики среды седиментации. В палеозойских толщах масштабы осадконакопления этого типа сокращаются, причем песчаники обычно более богаты глинистым веществом, чем докембрийские отложения. Для мезозоя и кайнозоя характерны несколько типов шельфовых осадков песчаного состава: олигомиктовые песчаные, олигомиктовые песчано-глинистые и полимиктовые, обогащенные обломками осадочных, в том числе и глинистых пород. Общей особенностью песчаных осадков шельфа послепалеозойского возраста является также небольшая мощность (десятки, реже сотни метров).

Глинистые осадки шельфа разнообразны как по фациальному положению, так и по составу. В идеальном латеральном ряду они занимают внешнюю зону шельфа, являясь наиболее глубоководными осадками. Однако наличие неровностей дна, характер привноса терригенного и глинистого материала с суши могут обусловить иное расположение глинистых осадков в зоне шельфа. Эта особенность была отмечена уже для самых древних шельфовых осадков. Позднекембрийские толщи глинистых сланцев, известные в Восточной Сибири, Средней Азии и других районах, характеризуются тонкослойчатыми текстурами, местами нарушенными подводными оползнями, обилием органического вещества, а также новообразованиями диаспора, железистых карбонатов, фосфатов сульфидов железа и т. д. В них можно обнаружить значительные примеси пеплового материала, мелкие органогенные карбонатные постройки, местами линзы мелкозернистых песчаников. Такие пестрые наборы минеральных ассоциаций свидетельствуют о разнообразии условий формирования этих специфических пород.

Углеродисто-глинистые сланцы и глины продолжают встречаться в фанерозое, однако среди них наблюдается дифференциация по структурно-фациальной приуроченности. Уже в кембрии выделяется так называемый доманиковский тип углеродистых аргиллитов и глин, приуроченных к глубоководным частям шельфов эпиконтинентальных бассейнов и морей [115 и др.]. С ними связаны обедненные комплексы бентосной фауны, остатки фитопланктона.

Глинистые осадки с невысоким содержанием органического углерода распространены также в платформенных бассейнах, в которых они могут, имея сравнительно небольшие мощности, распространяться на огромные площади. Примером могут служить чеганские глины, прослеженные от северо-восточных берегов Каспийского моря до среднего течения р. Оби. Для них характерны такая же горизонтальная или слабоволнистая слойчатость, которая подчеркивается прослоями алевритового материала, обилие остатков планктонных организмов (диатомей, фораминиферы и т. д.), редкие находки бентосной фауны и огромное количество новообразований сульфидов железа (мельниковит, марказит, пирит), нередко выполняющих ходы роющих организмов.

Зона континентального склона

Континентальный склон является переходной областью между шельфовой и пелагической зонами. Его роль в современном морском осадконакоплении достаточно велика, так как он занимает 15% земной поверхности. В рассматриваемой зоне резко увеличивается по сравнению с шельфом наклон поверхности (до 4—8°). В нижней части континентальный склон

несколько выполаживается. Здесь выделены две субзоны: склона и подножий. Склоновый тип включает перенос и осаждение материала путем оползания по наклонной поверхности, осаждение тонкозернистых частиц из взвеси и перемещение материала мутьевыми потоками. В условиях склоновой субзоны процессы в виде пастообразных потоков проявляются по всему склону, прослеживаясь на сотни километров, причем глубины оползания составляют десятки и сотни метров. Проводится аналогия между этими областями оползания и древними осадками олистостром, дикого флиша и хаотических валунных глин. Мелкие оползни создают олистолиты [278]. Кроме того, оползни и обвалы имеют место на склонах желобов и подводных каньонов.

Седиментация из взвеси в условиях континентального склона не достигает значительных размеров, так как тонкозернистый материал, поступающий за счет речной мути, взмученных частиц волнами на шельфе или эоловой пыли, невелик по объему, а условия его сохранения (оползни, потоки) неблагоприятны.

Большие массы аллохтонного материала переносятся и отлагаются в подводных каньонах в условиях склоновой субзоны. Это собирательное определение, включающее образования различного происхождения, 1) подводные долины с крутыми стенками и V-образной формой в поперечном сечении; 2) долины, пересекающие глубоководные конуса выноса; 3) трогги на фронте дельты; 4) эрозионные промоины на склоне; 5) долины, напоминающие грабены и рифты; 6) глубоководные русла [278, 592 и др.]. В пределах подводных каньонов перенос, кроме отмеченных выше оползней, осуществляется зерновыми потоками малой скорости и низкой вязкости, а также турбидными или суспензионными потоками больших скоростей [357]. Первый тип, как предполагается, возникает на шельфе в результате взмучивания донного ила (песок, алеврит, глина) и переноса в сторону моря прибрежными течениями и под влиянием гравитации. При достижении мутьевым слоем края каньона скорость движения его растет, так как усиливается гравитационный эффект. Не обладая эрозионной силой, потоки этого типа способны транспортировать большие объемы тонкозернистого материала в области подножий континентальных склонов и глубоководных частей океанов.

Осадки потоков данного типа представлены песками и гравием, плохо сортированными, почти лишенными алевритовых и пелитовых частиц. Слоистость осадков в грубообломочных разностях градационная, прямая или инверсионная [292].

Турбидные или суспензионные потоки высокой консистенции возникают в результате перемещения крупных скоплений зернистых масс в каньонах. Различаются незрелые и зрелые потоки. В первом случае формируется массивный осадок, иногда со слабой градационной слоистостью. По мере роста зрелости потока сортировка материала возрастает. Осадками суспензионных потоков являются турбидиты, часто описываемые как флиш. Турбидиты состоят из нескольких элементарных единиц (рис. 17). Нижняя часть (T_1), или градационный интервал, сложен песчано-гравийным осадком с градационной слоистостью. Интервал T_2 постепенно сменяет нижележащие отложения и представлен параллельно-слоистыми, достаточно мощными слоями песка. В интервале T_3 распространены тонкозернистые пески и алевриты с мелкой рябью течений, местами с крупной и конволютной рябью. Контакт с нижележащими осадками достаточно резкий. Интервал T_4 сложен параллельно-слоистыми тонкозернистыми песками и алевритистыми глинами, которые залегают с резким

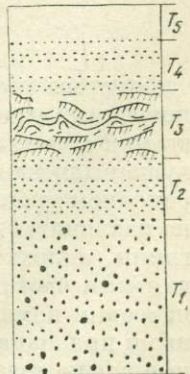


Рис. 17. Схематическое изображение модели турбидитных осадков (последовательность Боума), включающей пять единиц, характеризующихся специфическими осадочными текстурами [278].

контактом на нижележащих песках и алевритах. Характерен интервал T_5 , представленный неяснослойчатыми глинами, место которых могут занимать мергели и известняки. В этом интервале наблюдаются фораминиферы.

В природе полный набор осадков встречается редко. Это связывается со снижением скорости потока, его неоднородностью в разрезе и т. д. Представляется, что существенную роль в строении турбидитов играют осадки седиментационного типа. Это материал, который находился во взвешенном состоянии в многосотметровой толще воды над поверхностью дна. Таким образом, турбидиты являются продуктом не только мутьевых потоков, но и осадков гравитационного, седиментационного типа. Не исключается влияние океанических течений.

Современные турбидиты известны во многих участках континентального склона Мирового океана: во впадинах Санта-Барбара (Калифорния), в Адаманской (Индийский океан) и др. Здесь отсутствуют полные наборы интервалов схемы А. Боумы, что может быть следствием многообразия форм проявления турбидитов, а также слабой изученности их современных аналогов.

Характерные осадки склоновой субзоны — отложения каньонов. Как считает И. В. Хворова [357], типичные осадки каньонов представлены алевритистыми глинами с прослоями разнозернистых, редко гравийных песков и алевритов. Только в тальвегах известны скопления галечного и валуно-глинистого материала, который иногда прослеживается на глубины до 3—3,5 км. В песчаных прослоях отложений каньонной парсоны обнаруживаются растительный детрит, обломки раковин и глауконит. Здесь же характерна тонкая горизонтальная и потоковая слойчатость, следы размывов, остатки аллохтонной фауны. Вне русловых участков, где песков меньше, наблюдаются биотурбации.

Вне склонов при переходе к выровненным участкам дна распространены осадки долинно-веерной парсоны, морфологически представленные долинами, врезанными в аккумулятивные веера. Площади, занимаемые осадками этой парсоны, определяются сотнями тысяч, миллионами квадратных километров (веера Бенгальский, Нильский и др.). Здесь расположен максимум накопления терригенного материала [568]. Осадки парсоны представлены глинами с прослоями алевролитов и песков с элементами турбидитной модели. Текстуры — градационные или инверсионно-градационные. Весьма характерно разветвление на отдельные рукава, напоминающие по форме многоруловые долины аллювия. В пределах континентального склона известны удлиненные отрицательные структуры — батинальные котловины, отделенные от шельфа и пелагиали заметными склонами. Склоны осложнены небольшими каньонами, по которым постукает терригенный, отчасти карбонатный материал. Преобладающими осадками котловин являются алевритистые глинистые илы с остатками бентосных фораминифер, двустворок, гастропод, птеропод, диатомей, радиолярий и губок. Встречаются также пески и алевриты с градационной слойчатостью и знаками ряби течений [357].

Собственно пелагические зоны

Формы рельефа океанического дна разнообразны. Они включают выровненные участки типа абиссальных равнин, террас, платообразных площадок, а также положительных и отрицательных форм. Безусловно, в будущем для каждого из них обнаружатся специфические осадки. При современном уровне намечаются три основные субзоны, осадки которых можно различить. Для абиссальных равнин характерны коричневые (красные) глины, аллохтонный материал в которых представлен терригенными глинистыми частицами (хлорит, иллит и др.), обломками минералов, вулканическим компонентом и метеоритным веществом. Характерными текстурными признаками осадков абиссальных равнин могут быть немногочисленные следы течений, а также биотурбаций. В последнем случае это — хо-

ды, утолщения ходов, текстуры миндалевидных утолщений, бесформенных биотурбаций и фекальные пеллеты.

Субзона срединных хребтов и подводных поднятий характеризуется сложным изрезанным рельефом, в пределах которых выделяются впадины, положительные структуры и желоба. Аллохтонный материал в этих условиях формируется как продукт разрушения коренных пород (в основном эффузивов и туфов) или в результате движения турбидных потоков [280]. В первом случае он представлен скоплениями угловатых, несортированных обломков типа щебенки или брекчий. Турбидиты формируются на склонах хребтов, в рифтовых ущельях и желобах. В отличие от турбидитов зоны континентального склона они отличаются однообразием петрографического состава обломочного компонента, худшей сортировкой терригенного вещества и небольшими массами мобилизованного материала. Межгорные впадины представляют собой замкнутые депрессии, пространственно связанные с рифтовыми структурами. Они имеют сравнительно плоское дно и располагаются на уровнях 4000—4580 м, т. е. выше критической глубины карбонатакопления. Это определяет характер осадконакопления, которое относится к турбидитному типу, но отличается преобладанием в качестве аллохтонного компонента обломочного карбонатного материала, почти лишенного примеси терригенных частиц. Обращают на себя внимание большие мощности осадков межгорных впадин, достигающих, например, в пределах Срединно-Атлантического хребта 600—900 м [280].

Итак, в зонах континентального склона и пелагиали широко распространены процессы гравитационного перемещения по склонам, флювиальных потоков и седиментации в водном растворе под влиянием силы тяжести. На современной стадии изучения их продуктов не всегда удается наметить минерало-структурно-текстурные различия в ископаемом состоянии. В связи с этим в ряде случаев характеристика таких продуктов дается совместно.

Наиболее древние, раннедокембрийские глубоководные отложения представлены олистостромами и продуктами суспензионных потоков. В метаморфических породах Кольского полуострова известны несортированные конгломератобрекчии плагιοгранитового состава, которые рассматриваются как олистостромы [245]. Ритмично-слоистое строение терригенного флиша усматривается в метаморфических породах архея Карелии, нижнего докембрия Становой зоны, а также железокремнистых отложениях нижнего протерозоя Карелии [241, 258].

Для позднего докембрия, отложения которого не везде подверглись значительным метаморфическим изменениям, удается детально расшифровать текстурные особенности разных субзон континентального склона и пелагиали. В провинциях Толедо, Косерас и Сьюдад (Испания) установлены турбидиты с крупными линзами «оползневых конгломератов», олистостром и других продуктов [278]. В рифейских отложениях Каратау, в большекарройской свите описаны, например, песчаные турбидиты и алевро-аргиллиты — осадки слабых течений и пелагических спокойных условий [116].

Фанерозойские склоновые и пелагические отложения содержат весь набор осадков, характеризующий условия седиментации в каньонах, на их склонах, в пределах долинно-веерных систем, срединных хребтов, различного рода котловин. Примеры переходов между осадками склоновыми и пелагическими субзон достаточно многочисленны в складчатых районах Европы, Азии, Северной и Южной Америк. В мезозойских и кайнозойских отложениях осадки этого типа, кроме того, вскрыты буровыми скважинами в океанах.

ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Среди источников материала, из которого формируются осадки, по площадям поступления вещества и масштабам воздействия различаются следующие типы (см. табл. 5): 1) атмосферный, 2) гидросферный, 3) литосферный, 4) вулканический, 5) гидротермальный и 6) космический.

АТМОСФЕРНЫЙ И ГИДРОСФЕРНЫЙ ТИПЫ

Как источник осадочного материала атмосферу можно рассматривать в нескольких аспектах. Во-первых, ее газы являются компонентами, которые растворяются в воде, а во-вторых — участвуют в химических реакциях с жидким и твердым материалом на поверхности Земли. Растворимость газов неодинакова: около 9 мл/л для азота — до 684 объемов на объем воды для аммиака. При повышении температуры растворимость кислорода, азота и углекислого газа уменьшается. Рост солености раствора отрицательно влияет на растворимость газов.

Кислород создает окислительную обстановку в приповерхностных частях литосферы и в гидросфере. В литосфере он может проникать на глубины в сотни метров. В поверхностных водах кислород распространен неравномерно. Морская вода им обогащена в верхних 100—300 м, подверженных перемешиванию с атмосферой. Глубина его распределения контролируется такими процессами, как фотосинтез, дыхание и разложение органического вещества, окисление и др. [6]. В грунтовых водах кислород также преобладает в верхней зоне [254].

Азот достаточно инертен, однако благодаря жизнедеятельности некоторых типов бактерий в связанном виде из атмосферы он попадает в почвенный горизонт. Второй путь его фиксации в гидросфере — литосфере — это окисление N_2 в NO_2 в результате грозových разрядов, а затем переход в азотную кислоту, достигающую вместе с осадками в виде слабого раствора поверхности планеты. В морской воде азот растворен в количествах, близких к насыщению. В грунтовых водах он ассоциируется с кислородом, а также встречается и в бескислородной зоне.

Большое количество углекислого газа из атмосферы расходуется организмами, живущими как на суше, так и в море. Подсчеты показали, что его содержание может увеличиваться в десятки раз в морской воде и в грунтовых водах.

В состав гидросферы входят поверхностные и подземные воды, являющиеся источником самой воды, растворенных в ней веществ, а для поверхностного стока также и твердых частиц. Состав поверхностных вод гидросферы уже был рассмотрен (см. гл. III и IV).

Подземные воды обладают широтной и вертикальной зональностью [254]. При широтной зональности выделяются следующие климатические зоны: ледовая (мерзлая), гумидная (влажная) и аридная (сухая). Вертикальная зональность различается по динамике, геохимии и газовому режиму. Представления о геодинамической зональности дает табл. 51. По геохимии различаются три зоны подземных вод: 1) пресные (с минерализацией до 1 г/кг или 1 г/л), 2) соленые (с минерализацией 1—35 г/кг или 1—36 г/л) и 3) рассолы (с минерализацией более 35 г/кг или 36 г/л). Мощности этих зон соответственно (м): от 0—10 до 300—600, от десятков метров до 1000—2000 и более 1500—2000. Зональность по составу растворенных газов тесно связана с вертикальной геохимической зональностью. Выделяются кислородно-азотная, углекисло-сероводородно- или метано-азотная и азотно-метановая или метановая зоны.

Подземные воды имеют области разгрузки, нередко приуроченные к тем или иным участкам седиментации. Е. В. Пиннекер [254] отмечает, что, это могут быть участки как суши (долины крупных и глубоковрезанных рек), так и моря. В последнем случае они приурочены к прибрежным.

Данные о водообмене в недрах Ангаро-Ленского артезианского бассейна [254, с сокращениями]

Гидрогеодинамическая зона	Интервал глубин, м	Средняя скорость движения		Продолжительность водообмена, млн. лет	Возраст подземных вод, млн. лет
		м/сут	см/год		
Грунтовые воды	0—50	$>n - n \cdot 10^{-1}$	40 000	$<0,0005$	—
Зона интенсивного водообмена	до 100—300	$>n \cdot 10^{-2}$	400	0,001—0,05	0,5—0,2
Зона замедленного водообмена	от 100—300 до 700—1000	$n \cdot 10^{-2}$ $n \cdot 10^{-4}$	400—15	0,01—5	0,05—10
Зона пассивного водообмена	от 700—1000 до 2500—3000	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-6}$	>15	5—50	10—100

шельфовым зонам. Для современных морских бассейнов отмечается подземный сток пресных вод, образующих «языки», прослеживающиеся на десятки километров.

Следует отметить, что вопрос о влиянии подземных вод на среду седиментации и характер осадконакопления изучен еще недостаточно. В этом направлении возможны открытия, которые могут существенно изменить представления о масштабах воздействия этого источника осадочного материала на седиментационные процессы.

ЛИТОСФЕРНЫЙ ТИП

Литосфера, включающая породы областей размыва, продукты их выветривания, является одним из основных источников обломочного материала. Наиболее распространены основные и средние эффузивы, граниты, гранодиориты и ортогнейсы кислого состава и осадочные породы (глинистые, песчаные и алевроитовые). В процессе их механического разрушения возникают скопления или самих пород (агрегатов минералов), или характерных минералогических ассоциаций (табл. 52).

Роль пород как источников обломочного материала в истории Земли менялась (рис. 18). Если на первых этапах существования суши в областях сноса преобладали основные, преимущественно эффузивные формации, то уже с рубежа 4 млрд. лет возрастает роль гранитоидов, ортогнейсов и осадочных пород, которые в раннем протерозое занимали около 80% площадей области размыва. Следующий переломный момент намечен в позднем докембрии. В это время сокращается количество магматических, в том числе кислых пород, а осадочные образования составляют более 50% общей площади континентов. Менялся и состав пород отдельных групп (рис. 19).

Приведенные сведения, естественно, отражают только общую тенденцию развития в составе источников осадочного материала. Дело в том, что существуют три процесса,

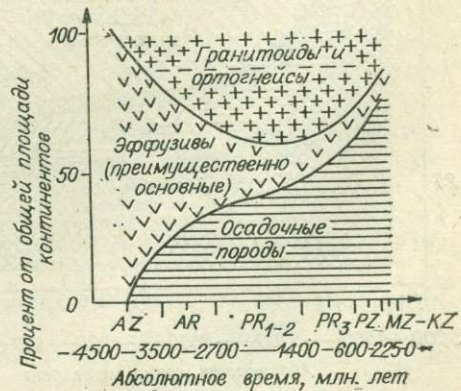


Рис. 18. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии континентов [282].

Минералогический состав продуктов разрушения преобладающих пород областей пиннии [16, 612, с дополнениями]

Порода	Минералы	
	породообразующие	акцессорные
Основные — средние эффузивы	Основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы, обломки основной массы эффузивов	Хлорит, эпидот, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст
Граниты, гнаптодиориты, ортогнейсы	Кварц, микроклин, ортоклаз, кислые плагиоклазы, мусковит	Циркон, сфен, брукит, рутил, апатит, биотит, гранаты, роговая обманка, монацит, розовая разновидность турмалина
Глинистые породы	Кварц, микроклин, кислые плагиоклазы обломки пород, слюды, глинисто-органические агрегаты	Циркон, рутил, гранаты, турмалин, сфен, амфиболы, пироксены, апатит, ильменит, лейкоксен, магнетит и др.
Песчано-алевритовые породы	Кварц, микроклин, кислые плагиоклазы, обломки кварцитов, эффузивов, сланцев, цемента осадочных пород	Та же ассоциация
Кристаллические сланцы (продукты динамотермального метаморфизма)	Кварц, полевые шпаты, слюды	Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранаты, глаукофан, дистен, силлиманит, ставролит, актинолит, тремолит, сфен, доизит, клинодоизит, магнетит и др.

которые могут значительно изменить соотношение между отдельными компонентами разрушаемых горных пород. Ими являются выветривание, разрушение минералов на путях переноса и постседиментационные изменения.

Выветривание

Выветривание является процессом, который постоянно действует как на суше, так и под уровнем моря. В самом широком смысле под выветриванием понимается комплекс физико-химических и биохимических процессов, происходящих на поверхности или вблизи поверхности Земли

в условиях контакта горных пород и осадков с атмосферой, гидросферой и биосферой, приводящих к разрушению первичного субстрата.

Субаэральное выветривание определяется сочетанием атмосферных, гидросферных, тектонических, климатических и биосферных факторов,

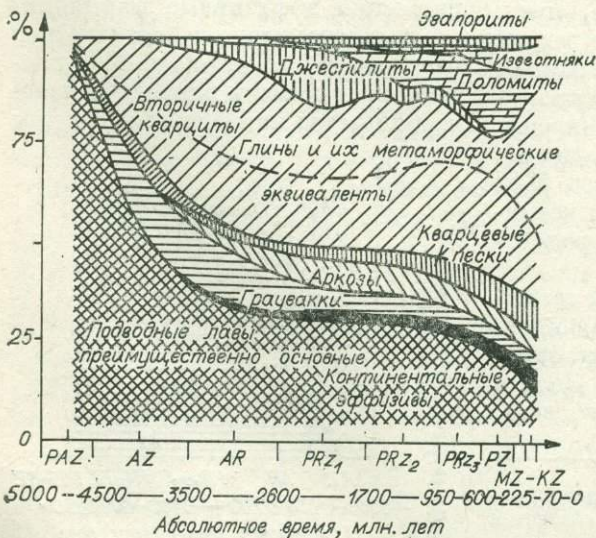


Рис. 19. Схема изменения литологического состава и пропорций осадочных и вулканогенных пород областей осадконакопления континентов [282].

воздействующих на конкретный по составу исходный субстрат. Атмосфера — источник газов, участвующих в процессе разложения исходного вещества. Наблюдения над современными почвами показали, что в них больше углекислого газа, чем в атмосфере, что связывается с дыханием растений и процессами разложения органического вещества. Присутствие растворов является обязательным условием для протекания физико-химических процессов при выветривании. Они участвуют в растворении минералов, а также в реакциях, в результате которых возникают новообразованные продукты выветривания. Вместе с тем постоянное обводнение зоны выветривания приводит к распространению восстановительной обстановки и замедлению процесса выветривания.

Тектонические движения отражаются в рельефе. В обстановке молодого, расчлененного рельефа процессы выветривания отстают от эрозии. На низких выровненных участках с высоким уровнем грунтовых вод будет иметь место незначительная циркуляция растворов, что также замедляет процессы выветривания. Наиболее благоприятные условия для физико-химического разрушения исходного субстрата создаются в обстановке достаточно выровненного в той или иной мере приподнятого рельефа с низким уровнем грунтовых вод.

Важнейшим фактором выветривания является климат, в том числе его основные параметры — температура и влажность (см. главу III). Огромна роль организмов, которые активно влияют на процесс выветривания, внося в зону разложения продукты выделения и разложения. С одной стороны, корни растений, глубоко проникая в субстрат, разрушают его механически, а также извлекают из него отдельные компоненты, а с другой — растительный покров защищает почвы и другие элювиальные продукты от эрозии.

Продукты выветривания содержат огромное количество микроорганизмов — до 1—3 млрд. на 1 г почвы [201]. При оценке их роли в разрушении минералов большое значение принадлежит экспериментальным исследованиям. Опыты с бактериями показали, что в их присутствии растворение таких минералов, как альбит, мусковит и др., происходит в 1,5—2 раза быстрее, чем в среде, лишенной живых организмов [10]. Кроме того, в биологически активной среде образуются металлоорганические соединения, обладающие устойчивостью в растворе. Наиболее быстро в комплексы связываются железо, алюминий, кальций и магний.

Активными участниками химического выветривания являются гуминовые кислоты, фульвокислоты и гумины. Первые возникают путем распада и реакций обмена органического вещества растительного и животного происхождения. Они имеют комплексообразующие и ионообменные свойства, способные связывать некоторые элементы (алюминий, железо, кальций, марганец, цинк и др.). Фульвокислоты относятся к высокомолекулярным соединениям типа оксикарбоновых кислот, отличаясь от гуминовых кислот более мелкокристаллической структурой. Гуминовые кислоты и фульвокислоты, как показали экспериментальные исследования [313], активно разлагают алюмосиликаты (нефелин, биотит и др.), извлекая из них щелочи, кремнезем и глинозем. Гуминовые кислоты, кроме того, способны выделять титан из биотита. Характерно, что рассматриваемые кислоты производят максимальное извлечение элементов в первые сутки обработки минералов.

Гумины представляют собой остатки органического вещества, которые сохраняются после щелочного экстрагирования гуминовых кислот. В процессе выветривания эти вещества довольно инертны.

При выветривании проявляются различные процессы, среди которых наиболее характерны гидратация, катионный обмен, гидролиз и окисление [74, 171].

Гидратация осуществляется путем присоединения воды к минералу. Как самостоятельный процесс она наблюдается при переходе безводных или маловодных соединений в более богатые водой. К числу таких можно отнести преобразование окислов в гидроокислы (гематита в гетит и гидро-

тетит), ангидрита — в полугидрат, а затем — в гипс. Кроме того, гидратация сопровождается более сложными процессами изменения силикатов, в том числе глинистых минералов.

Катионный обмен объединяет обменные реакции в системах минерал — минерал и минерал — реагент, захватывая главным образом слабосвязанные катионы, такие как ионы водорода, калия, натрия, кальция, магния, железа и др. Подобные реакции особенно характерны для глинистых минералов, имеющих определенные емкости катионного обмена. Они минимальны у минералов группы каолинита (3—15 мг·экв. на 100 г) и наиболее значительны у монтмориллонита (80—100 мг·экв. на 100 г) и вермикулита (100—150 мг·экв. на 100 г). Остальные минералы (иллит, хлорит и др.) имеют промежуточные значения [89].

На способность минералов к катионному обмену влияют примеси. Скорость процесса возрастает при увеличении в реагенте органических кислот, сероводорода, растворенного углекислого газа и т. д. Кроме глинистых минералов характерными продуктами катионного обмена являются карбонаты, которые благодаря своей слабой растворимости могут накапливаться в продуктах выветривания.

Гидролизом назван процесс взаимодействия ионов воды с компонентами разрушаемой частицы. По В. Д. Келлеру [171], для него характерны следующие реакции: 1) Н-ионы воды связываются с ОН-ионами минералов и удаляются в виде воды из минералов, 2) вытесняются путем замещения металлов и 3) вытесняемые элементы осаждаются в виде слабо растворимых соединений. Таким образом, при гидролизе одновременно идут процессы гидратации и окисления. Конечные продукты гидролиза — окислы и гидроксиды алюминия, кремния и других элементов.

Важнейшим реагентом гидролиза выступает вода, которая участвует в реакциях, а также удаляет растворенные вещества. Частая смена этого реагента, промыв продуктов разрушения значительно ускоряют процесс

Т а б л и ц а 53

Схема зональности процессов и продуктов выветривания [73, с изменениями]

Морфология и физическое состояние продуктов выветривания	Преобладающий тип минералообразования	Преобладающие процессы выветривания
Зона увлажнения и конечного разложения; плотного, рыхлого или глинистого элювия	Зона полуторных окислов (опр., железняков, гидроокислов алюминия), иногда галлуазита и каолинита	Зона интенсивного окисления и конечного гидролиза
Зона интенсивного просачивания, промежуточного разложения и конечных продуктов; глинистого элювия	Зона каолинита (в кислых породах), монтмориллонита (в основных и содержащих магний породах) и гиббсита (в основных породах и хлоритовых сланцах)	Зона конечного выщелачивания, развитие гидролиза и слабого окисления
Зона просачивания и начального разложения; мелкозернистого песчано-алевритоглинистого элювия	Зона гидрослюд и хлоритов (иногда карбонатов и опалов), появление монтмориллонита и каолинита	Зона конечной гидратации силикатов, развитие выщелачивания, начало окисления (в богатых железом силикатах), гидролиза
Зона застойной воды и истечений, дезинтеграции; обломочный элювий (щебень, дресва, брекчия, «хрящ», сапролит)	Появление гидрослюд, хлоритов, вермикулитов, иногда магнетитов	Зона начального выщелачивания и гидролиза

выветривания. Обычны случаи реакции между растворенными веществами. Характерен синтез каолинита на поверхности зерен полевых шпатов.

При окислении вещества оно теряет электроны. В процессе выветривания окисление наблюдается у минералов, содержащих элементы переменной валентности (железо, марганец, уран и др.). У минералов со структурой цепочек или более сложной структурой решеток возможно окисление части элементов, имеющих низкую валентность.

Перечисленные процессы изменения вещества проявляются по всему профилю выветривания, однако можно выделить горизонты (зоны), в которых те или иные реакции преобладают (табл. 53).

Изучение многочисленных разрезов кор выветривания кайнозойского и мезозойского возраста показало, что преобладают два типа профилей по минералогическому составу новообразований и характеру распределения реликтовых минералов: кислый (каолинитовый) и основной (монтмориллонитовый). Первый тип обычно развивается на кислых изверженных, метаморфических, а также на осадочных терригенно-глинистых породах. Для него выделяются пять групп минералов, различающихся по степени устойчивости в условиях каолинового выветривания (табл. 54).

Минералогический и химический состав продуктов выветривания в геологической истории Земли в общих чертах был достаточно близок. Это объясняется тем, что исходный материал, а также сами продукты выветривания представлены похожими минералогическими ассоциациями. Вместе с тем намечаются некоторые различия как в минералогии, так и в химизме продуктов разрушения пород. При сравнении продуктов выветривания полевых шпатов кислых изверженных пород наблюдается характерный ряд замещения (см. гл. I). В наиболее древних нижнепротерозойских образованиях имеет место разложение полевых шпатов с переходом в минералы группы монтмориллонита, тогда как в мощных корах выветривания более молодого возраста среди продуктов выветривания преобладает каолинит.

Весьма интересные сравнительные результаты получены при экспериментальном выветривании ряда силикатов в неионизированной воде, связанной с атмосферой, и в воде, насыщенной углекислым газом [524]. Определения количеств кремния и алюминия, перешедших в растворы после обработки указанными реактивами, показали, что вынос кремнезема

Т а б л и ц а 54

Схема устойчивости минералов в профиле каолинового типа

Зоны выветривания по преобладающим минералам и новообразованиям	Группа устойчивости	Ассоциация реликтовых минералов
Охр и окислов	V	Реликты циркона, рутила, турмалина, кварца, графит
Каолинитовая	IV	Рутил, анатаз, касситерит, монацит, турмалин, лейкоксен, графит, кварц со следами растворения, циркон, малакон, ильменит, корунд (?), дистен (?)
Гидрослюдисто-каолинитовая	III	Дистен, ставролит, силлиманит, альмандин, микроклин, андалузит и минералы IV группы
	II	Мусковит, сфен, эпидот, цоизит, пеннин, клинохлор, тремолит, актинолит, ортоклаз, кислые плагиоклазы, эгирин, апатит (?), биотит (?) и минералы III—IV групп
Гидрослюдистая и дезинтеграции	I	Обыкновенная роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, магнетит, биотит, авгит, диопсид, нефелин, железистые хлориты, глауконит, вулканическое стекло, монтмориллонит, органическое вещество, сульфиды железа и минералы II—IV групп

из оливина, авгита и мусковита в присутствии углекислого газа происходит интенсивней. В то же время микроклин в этой обстановке оказывается более стойким. Характерно, что наблюдения над микроклином в поздне-докембрийских корах выветривания показывают его более высокую стойкость к процессам разрушения, чем в мезозойско-кайнозойском элювии. Следующей особенностью разрушения микроклина в среде, обогащенной углекислым газом, является накопление калия, алюминия и кремния на поверхности минерала, что создавало условия для формирования в этих условиях калийсодержащих слюд.

Наконец, эксперименты показали, что в растворах, образовавшихся при обработке полевых шпатов водой, насыщенной углекислым газом, преобладают соединения типа катиона $Al(OH)_3^+$. Обогащение анионом $Al(OH_4)^-$ наблюдается только в растворе при обработке микроклина.

Для понимания древнего выветривания важны также экспериментальные исследования по разложению минералов и горных пород органическими кислотами, так как отсутствие растительности на суше могло создавать почти стерильные условия в отношении роли органики при выветривании в додевонское время. Обработка лабрадора, авгита, мусковита и микроклина слабыми растворами органических кислот, выделенных из гумуса и лигнина, показали, что кислоты, обладающие слабыми комплексобразующими свойствами (ацетовая и аспаровая), способны увеличивать вынос элементов в десятки раз, а кислоты с сильными комплексобразующими свойствами (салициловая и тартановая) — в сотни раз [172]. Отмечено, что для более устойчивых к выветриванию минералов разница в выносе элементов водой и растворами кислот сравнительно невелика. При сопоставлении результатов экспериментов по выносу элементов различными кислотами из полевых шпатов выявлено, что на поверхности зерен лабрадора при обработке слабо комплексобразующими кислотами алюминия удерживается больше, чем кремния, что может способствовать образованию минералов группы каолинита. Для микроклина характерно удерживание на поверхности зерен кремния в количествах, больших, чем алюминий и калий. При обработке сильно комплексобразующими кислотами у лабрадора ситуация не меняется, а у микроклина сохраняются кремний и алюминий, что при большой подвижности калия также может привести к формированию каолинита или галлуазита.

Приведенные сведения могут быть положены в основу шкалы устойчивости реликтовых минералов в обстановке углекислой атмосферы (табл. 55).

Второй тип профилей выветривания, который назван монтмориллонитовым или монтмориллонит(нонтронит)-каолинит-охристым, характеризуется преобладанием щелочных условий на большей части профиля. В нижней зоне, где происходит дезинтеграция исходной породы, имеет место серпентинизация оливина, развитие нонтронита, монтмориллонита, иллита, хлорита и других минералов по пироксенам и амфиболам. В зоне выщелачивания разрушаются минералы групп пироксенов и амфиболов. Ромбические пироксены замещаются сапонитом, серпофитом, монтмориллонитом, галлуазитом и гидроокислами железа. Моноклинные пироксены преобразуются в монтмориллонит, галлуазит, хлориты, гидроокиси железа и кремния. Для амфиболов характерны замещения нонтронитом, хлоритами, монтмориллонитом и гидроокислами железа.

В зоне усиленной глинизации, где большинство исходных минералов разлагается, сокращается количество серпентинита. Средние и основные плагиоклазы, пироксены и амфиболы замещены монтмориллонитом, галлуазитом и каолинитом. В верхней зоне (полуторных окислов) неустойчивы актинолит, нонтронит, монтмориллонит, уменьшается содержание сфена, апатита, цоизита, альбита, вторичного кварца, хлоритов, галлуазита и каолинита. Для этой зоны характерны гидроокислы железа и алюминия.

Предлагаемая схема минералообразования профилей основного типа разработана для мезозойских и кайнозойских образований. В разрезах более древнего возраста общая тенденция распределения реликтовых и

Предполагаемая шкала устойчивости реликтовых минералов в позднем докембрии для продуктов выветривания каолинитового типа

Зона по характеру минералообразования	Группа устойчивости	Ассоциация реликтовых минералов
Каолинизация	III	Кварц, циркон, малакон, рутил, турмалин, касситерит, монацит, лейкоксен, графит, ильменит, микроклин
	II	Дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, мусковит, сфен, эпидот, ортоклаз, кислые плагиоклазы и минералы III группы
Дезинтеграция	I	Обыкновенная роговая обманка, апатит, гроссуляр, средние и основные плагиоклазы, биотит, авгит, нефелин, вулканическое стекло и минералы III—II групп

новообразованных минералов сохраняется. Видимо, существуют какие-то отличия, связанные с особенностями древнего выветривания, однако до настоящего времени они не выявлены.

О существовании выветривания в субаквальных условиях известно давно [270]. Вместе с тем материалы, полученные при больших объемах океанографических исследований, прокладках туннелей под дном морей и т. д., доказали, что горные породы, слагающие дно Мирового океана, на глубину около 600 м преобразованы морской водой [536]. Вода проникает по трещинам. Между водой и породами происходит обмен типа диффузии. Изотопные исследования показали, что температуры проникающих морских вод не намного превышают температуры, типичные для придонных вод.

В качестве продуктов выветривания отмечаются смектиты, карбонаты и гётит в кристаллических породах, причем среди смектитов отмечаются магниезальные, железистые и обогащенные кальцем разновидности, а в лавах установлены марганцевые корки, палагонит, который может замещаться диоктаэдрическим монтмориллонитом [204, 425 и др.].

Разрушение осадочного материала при переносе

Обломочные компоненты осадка разрушаются при поступательном и волнообразном движении среды переноса путем истирания о дно или друг о друга. Первый тип движения свойствен главным образом для континентальной провинции и осуществляется в условиях поступательного движения прерывистого или непрерывистого характера, т. е. в условиях пролювиальных или речных потоков. В гл. III приведены краткие сведения по современным крупным рекам (Днепр, Волга, Миссисипи), оценивающие масштабы разрушения полевых шпатов. Более полные данные, полученные по результатам изучения минералов терригенного генезиса в реках Русской платформы, сведены в табл. 56.

Характер разрушения обломочных зерен при волновых движениях водной среды изучен менее детально, хотя этот процесс известен с XIX в. Одной из попыток дать схему устойчивости терригенных компонентов для этих условий сделал Н. П. Колпиков [180]. Эти и другие данные позволяют наметить следующий порядок устойчивости терригенных минералов в зоне волнений (табл. 57).

Рассматривая возможности изменения условий истирания в текущих водах и зоне волнений в геологической истории Земли, следует обратиться к экспериментальным исследованиям, моделирующим обстановку древней

Изменение состава терригенных минералов песчано-алевритовых фракций современного аллювия [207, с сокращениями]

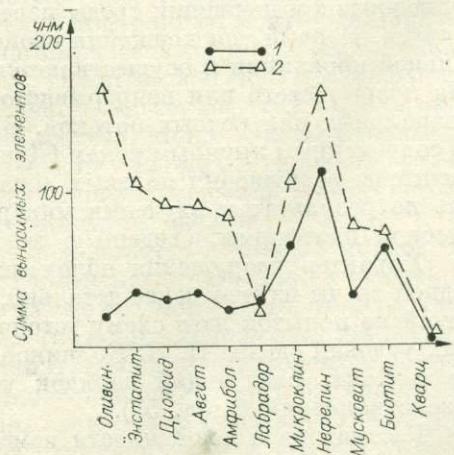
Изменение	Минералы, содержание которых увеличивается	Минералы, содержание которых уменьшается
Отчетливое	Циркон Рутил Сфен Лейкоксен Силлиманит	Гранат Пироксены Моноклин- ные Микроклин
Менее отчетливое	Ильменит Дистен Андалузит Пирит Цоизит (?) Турмалин (?) Кварц Глаукоцит (легкая фракция)	Пироксены ромбиче- ские Амфиболы Хлоритоид Апатит Хлорит Обломки пород (тяже- лая и легкая фракции) Ортоклаз
Неясное	Эпидот Щелочные амфиболы Слюды Магнетит Обломки кремнистых пород	—

седиментации. Примером таких экспериментов являются опыты по истиранию минералов в водной среде, насыщенной углекислым газом [534]. Разрушение таких минералов, как оливин, энстатит, диопсид, авгит и амфиболы, показало, что во всех случаях вынос элементов из минералов при такого рода опытах возрастает во много раз, причем интенсивность разрушения пропорциональна стойкости минералов при выветривании и разрушению при истирании в неионизированной воде. Несколькo сложнее дело обстоит с минералами с меньшим удельным весом. Здесь ряд устойчивости следующий: лабрадор, кварц, биотит, микроклин, нефелин, мусковит. Лабрадор в воде, насыщенной углекислым газом, теряет меньше вещества, чем в неионизированной воде, кварц — почти такое же количество, а остальные минералы интенсивно разлагаются в среде, обогащенной CO_2 (рис. 20).

Таблица 57

Схема устойчивости минералов в зоне волнений [180]

Минералы	
относительно более устойчивые	относительно менее устойчивые
Циркон Рутил Турмалин Моноцит Сфен Ильменит Магнетит Кварц Кремнистые об- ломки Слюды Эпидот (?)	Пироксены Амфиболы Гранаты (?) Апатит Микроклин Плагиоклазы

Рис. 20. Схема разрушения минералов в воде (1) и в воде, насыщаемой CO_2 (2) [534].

Трудно оценить масштабы обогащения водной среды растворенными веществами, возникшими в результате истирания обломочного материала. Здесь можно ограничиться только отдельными примерами, когда допускается заметное скопление продуктов, которые могли перейти в осадок в результате достижения концентраций, превышающих предел насыщения. К таким веществам прежде всего относятся окислы кремния.

Окислы кремния, образовавшиеся путем истирания кварцевого материала, могли накапливаться в палеозойских отложениях Приуралья [191]. Их следует ожидать также в мощных кварцевых песчаниках, превращенных в кварциты. Существующие представления о растворении кварцевых зерен в постседиментационную стадию и последующем образовании кварцевого цемента типа реакционной каймы могут быть дополнены гипотезой об обогащении поровых вод растворенным кремнеземом, возникшим за счет истирания кварцевых зерен в стадию переноса и седиментации. Следы существования такого высоконасыщенного раствора (или коллоида) наблюдаются в более молодых, мезозойских кварцевых песках, содержащих линзы кремнистых пород, состоящих из аморфного или слабораскристаллизованного кремнезема, являющегося базальным цементом для плохо-сортированного, преимущественно кварцевого терригенного материала.

Разрушение терригенных минералов при постседиментационных процессах

Постседиментационные преобразования способны существенно изменить состав ассоциаций терригенных минералов. Особенно интенсивно разрушаются обломочные компоненты в стадии эпигенеза (катагенеза) и метагенеза. Их преобразование может происходить двумя путями: 1) растворением и замещением другими минералами и 2) регенерацией и перекристаллизацией. Многочисленные наблюдения в осадочных и осадочно-метаморфических породах позволили обнаружить, что общие тенденции изменения весьма близки установленным при выветривании (табл. 58).

Таблица 58

Устойчивость обломочных минералов в условиях постседиментационных изменений [192]

Катагенез (эпигенез)		Степень устойчивости
начальный	глубинный	
Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Рутил Циркон Турмалин Мусковит	Очень устойчивые
Кварц Кислые полевые шпаты Альбит Альбит-олигоклаз Апатит Гранат Дистен Ставролит Силлиманит	Кварц Натриевые плагиоклазы Эпидот Гранат	Устойчивые
Плагиоклазы выше № 20 Эпидот Бiotит	Плагиоклазы выше № 20 Калиевые полевые шпаты Бiotит	Неустойчивые
Амфиболы Пироксены Оливин	—	Очень неустойчивые

Наиболее устойчивыми минералами оказались рутил, циркон и турмалин, уничтожение которых в породе обычно связано с растворением карбонатным или кремнистым цементами. Одновременно отмечаются случаи регенерации этих минералов.

Достаточно стоек в условиях постседиментационных преобразований мусковит. Из менее устойчивых можно отметить кварц, который корродируется в присутствии железистых, силикатных, карбонатных и кремнистых типов цемента. Весьма широко распространены процессы регенерации кварца. Один из вариантов механизма этих процессов детально описан А. В. Копелиович [188]. По мере роста давления и температуры регенерированные кварцевые зерна могут испытывать перекристаллизацию, ведущую к уничтожению регенерационных структур.

Поведение глинистых минералов в описываемых условиях неоднозначно. Каолинит при диагенезе может улучшать кристаллическую структуру, а затем переходить в дикиит или иллит (серицит). В последнем случае его переход требует приложения в растворе кремнезема, глинозема и калия, которые могут быть связаны с процессами внутрипластового растворения полевых шпатов [89]. Монтмориллонит является наименее устойчивым глинистым минералом. Повышение термобарических условий [192] ведет к дегидратации этого минерала, сужению решетки по оси *C* и вытеснению калием других катионов. Происходит слюдизация монтмориллонита. При обработке раствором, обогащенным магнием, отмечается хлоритизация монтмориллонита.

Иллит устойчив в условиях постседиментационных изменений. Он может терять воду, в нем совершенствуется кристаллическая решетка, растет количество калия. При метаморфизме этот минерал переходит в агрегат мусковита, хлорита и кварца [674]. Железистые хлориты в присутствии глинозема преобразуются в хлоритоид [509]. Магнезиальные разновидности устойчивы при диагенезе и катагенезе.

Наименее стойки в условиях катагенеза (эпигенеза) плагиоклазы, обогащенные кальцием, минералы группы эпидота, биотит, амфиболы, пироксены и оливин, которые подвержены внутрипластовому растворению или замещению хлоритом и другими минералами.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ТИП

В результате вулканической деятельности в области седиментации поступает твердый, жидкий и газообразный материал. Следует различать магматизм вообще и вулканизм, так как последний синхронен времени осадконакопления и является источником неизмененного, первичного материала, тогда как продукты магматизма, а также более древних вулканических образований появляются в зоне седиментации в качестве обломочного материала.

Различаются два типа вулканизма, по-разному влияющих на процесс осадконакопления: наземный и подводный. Наземные, действующие в историческое время вулканы, а их число равно 569 [54], приурочены главным образом к областям альпийской складчатости, а также к окраинным частям Тихого океана. Вулканический материал может быть захоронен как на суше, так и в море. Твердый материал извержений можно разделить на псефито-псаммитовые и пепловые частицы [95]. Их поведение при извержениях существенно различается. Более крупный материал даже при катастрофических извержениях перемещается на расстояния не более первых десятков километров. Пепловый материал поднимается в тропо- и стратосферу, переносясь в благоприятных условиях на десятки тысяч километров.

Объемы вулканокластического материала меняются в зависимости от характера и периодичности извержений. В радиусе, измеряемом десятками километров, за одно извержение мощность пепла может достигать метров, а в радиусе сотни километров — дециметров и сантиметров.

Пространства, занимаемые слоем пепла, покрывают площади в сотни тысяч квадратных километров [162]. Общее количество вулканических продуктов составляет $1,2-2,4 \times 10^8$ т/год [527]. При переносе твердых продуктов в атмосфере наблюдаются вещества, обусловленные размерами частиц, неодинаковым удельным весом минералов и их агрегатов, а также типом извержения. При очень сильной взрывной деятельности к периферии пеплопадов растет содержание окислов магния, калия, титана, кальция и алюминия, а сокращается количество кремнезема; при слабой взрывной деятельности растет процент кремнезема и калия [95].

Важнейший компонент наземных извержений — газовая составляющая, которая по объемам может превосходить твердую и жидкую части. В числе газов обычно преобладает вода, распространены окись и двуокись углерода, серный и сернистый газы, азот, водород, хлор, инертные газы и др. Состав газов зависит от типа извержения: чем кислее магма, тем больше в ней сернистых соединений, а чем основнее — водорода. Если давление постоянное, но растет температура, то увеличивается содержание сернистого газа, слабо возрастает количество водорода и практически постоянно содержание водяного пара. Если температура постоянная, но растет давление, то при неизменном содержании большинства газовых компонентов сокращается количество сернистого газа.

Часть вулканических газов адсорбируется на твердых вулканических частицах и растворяется в атмосферных осадках, о чем свидетельствуют результаты анализов водных вытяжек пепловых частиц (табл. 59).

Дифференциацию адсорбированного материала в зависимости от granulometрии и минералогического состава пепла показал И. В. Лучицкий [219], который считает, что грубозернистые частицы охотней сорбируют хлор-ион, более тонкозернистые — сульфат- и гидрокарбонат-ионы; для темноцветных и рудных минералов, кроме того, характерно обогащение натрием, калием, магнием и марганцем, а стекла и плагиоклазы сорбируют хлор-ион, кальций, железо, фосфор и марганец. Известны случаи обогащения мелких фракций пеплов халькофильными микроэлементами [231]. Все эти данные свидетельствуют о том, что в любом скоплении пепловых частиц на суше заложены химически активные компоненты, которые могут реагировать с осадком как в стадию его накопления, так и при постседиментационных изменениях. Последние особенно обычны в толщах туфов и других вулкано-кластических породах и проявляются в виде окремнения, хлоритизации, цеолитизации, возможно, монтмориллонитизации и т. д.

Другим путем воздействия вулканического материала на седиментацию является процесс вымывания водорастворимых соединений из туфов атмосферными и грунтовыми водами, т. е. процесс, который сравним с выветриванием. Пример такого воздействия описан М. Мурадзумой [599]. Химическое разложение в пепловых породах определялось наличием сильных кислот, которые образовались за счет конденсации серо-

Таблица 59

Данные анализов водных вытяжек пеплов вулкана Безымянного [17]

Компонент	Среднее содержание, мг/100 г воздушно-сухого пепла	Компонент	Среднее содержание, мг/100 г воздушно-сухого пепла	Компонент	Среднее содержание, мг/100 г воздушно-сухого пепла
Cl ⁻	206,0	HCO ₃ ⁻	39,7	Fe ³⁺	2,2
F ⁻	4,1	K ⁺	10,9	Fe ²⁺	3,8
B ₂ ⁻	1,1	Na ⁺	35,2	SiO ₂	9,6
J ⁻	Сл.	Ca ²⁺	192,7	H ₃ BO ₃	2,7
SO ₄ ²⁻	462,0	Mg ²⁺	27,1	S	22,2
SO ₃ ²⁻	3,4	Al ³⁺	9,6	Сумма...	1022,3

Таблица 60

Характер изменения содержания Cl^- и SO_4^{2-} в зависимости от количества атмосферных осадков [599]

Дата	Час	Содержание, г/т		Дебит, л/с
		Cl^-	SO_4^{2-}	
8/X 1959	9	0,079	Начало дождя	30
	11	0,079	0,505	18
	15	0,079	0,575	20
	17	0,0002	0,565	2000
	19	0,0002	0,543	2000
9/X 1959	8 ч 30 мин	0,002	0,654	2000
	9 ч 30 мин	0,016	0,550	95
	15 ч 30 мин	0,038	0,375	64

водорода, серного газа, хлора, углекислого газа и других соединений. В периоды дождей породы вулканической постройки промывались атмосферными осадками, которые растворяли соли сильных кислот. Растворы разрушали пирокластические продукты, вынося из них железо, алюминий и другие компоненты. В периоды ливней количество воды в реке, стекающей со склонов вулкана, увеличивалось более чем в 100 раз при одновременном возрастании в растворе сульфат-иона и железа (табл. 60). Обратная зависимость между хлор- и сульфат-ионами объясняется разными источниками этих компонентов. Допускается глубинное происхождение Cl^- и экзогенное — SO_4^{2-} [51 и др.].

Число известных действующих подводных вулканов равно 72 [54]. Изучены они несравненно хуже наземных. Установлено, что условия подводного вулканизма отличаются от обстановок наземных извержений [652]. Если в атмосферных условиях твердые частицы способны перемещаться на десятки и больше километров, то в водной среде, плотность которой в три раза больше, их вертикальный разнос не превышает десятков или сотен метров. Кроме того, благодаря более медленному расширению газов в водной среде условия диспергации лавы ограничены, поэтому часто вместо пепла образуется пористая пемза, всплывающая на поверхность бассейна. Допускаются случаи, когда силикатные блоки перемещаются в водной среде, не достигая поверхности бассейна. При этом они разрушаются [364]. Кроме того, возможны случаи формирования горячих кашицеобразных суспензий, переполненных газами водяного пара, способных к перемещению вниз по склону [605].

Газы и пары, выделяющиеся при подводных извержениях, быстро поглощаются окружающей водной массой. При интенсивном процессе образуются крупные, в несколько сот метров или километров ореолы, обогащенные продуктами реакции между газово-жидкими выделениями вулканов — водой бассейна, а также растворенным сероводородом. Непосредственные измерения состава вод в местах подводных извержений показали, что морские воды обогащены серой, сернистым газом, железом, медью, алюминием, марганцем и другими компонентами [134, 384]. Количество некоторых элементов, например железа, может быть настолько велико, что фумарольные источники бывают окрашены. Это позволяет проследить дальность переноса основной массы красящего пигмента, которая обычно невелика (сотни метров, первые километры).

Развитие вулканизма в истории Земли изучено еще далеко недостаточно. Во многих случаях спорен вопрос об условиях излияния древних лав. Общая схема эволюции вулканизма кратко намечается в следующем виде. Древнейшие метавулканиды известны на древних щитах, где они отличаются выдержанным, преимущественно основным составом [329]. В раннем докембрии Алданского массива выделены дацитовые, андезитовые и более основные лавы [366]. В пределах Балтийского щита нижняя часть разреза архея сложена базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, выше переходящей в спилит-диабазовую [77, 367]. В Белоруссии архейский вулканизм отнесен к основному типу, тогда как в прогибах известны нижнепротерозойские эффузивы среднего и кислого состава

[30]. В конце нижнего протерозоя широко распространились орогенные континентальные, реже континентально-морские вулканогенно-терригенные толщи [39]. На Сибирской платформе, в пределах Австралийского и Либерийского щитов для них характерны кислые лавы, структуры кальдерного и центрального типов. На Канадском щите и Русской платформе в эту эпоху был распространен вулканизм фемического типа, характеризующийся меньшей explosивностью. М. М. Мануйлова [224] отмечает специфику протерозойских вулканогенных формаций этапа стабилизации подвижных зон, которая проявилась в большей роли по сравнению с фанерозоем кислых калиевых и высокожелезистых магм. В позднем докембрии в геосинклинальных областях формируются основные вулканиды континентального и континентально-морского типов [33, 68]. Вулканиды ассоциируются с мощными толщами туфов и туфогенных пород, известными в Восточной Сибири, Канаде и других районах. Для орогенной и посторогенной стадий вулканизм приобретает базальтоидный характер.

В раннем палеозое вулканизм интенсивно проявился в Восточно-Австралийской, Центрально-Азиатской, Уральской, Центрально- и Северо-Европейской, Аппалачской и Кордильерской областях [56]. Здесь преобладают породы базальтового, реже андезитового и более кислого типа, которые были приурочены в основном к областям морской седиментации. Нередко вулканизм концентрировался в узких, линейно-вытянутых зонах от хребтов до впадин и трогов. Для этого времени характерно захоронение заметных скоплений пеплового материала в пелагических зонах [560, 450].

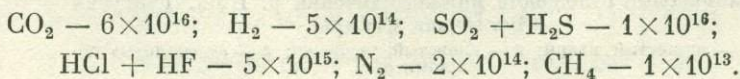
Основной тип вулканизма сохраняется в девоне [318]. Однако локально на поднятиях известны вулканиды андезитового и липаритового состава [1]. В позднем палеозое в пределах геосинклиналей известны основные и кислые вулканиды [193]. Разнообразный состав пеплового материала отмечается в областях континентальной и морской седиментации [44, 167, 605].

Мезозой можно считать новым этапом в развитии вулканизма Земли. Для Средиземноморского пояса характерно широкое развитие офиолитовых формаций. Андезитовый вулканизм проявился в основном в подводных условиях [230]. В пределах Тихоокеанского пояса отмечается вулканизм андезитового типа, распространенный в наземных обстановках различных структурных зон. Породы базальтового ряда широко развились в пределах океанического дна [213].

Кайнозойский вулканизм приурочен к орогеническим системам альпийской зоны и тихоокеанского кольца. Усматривается переход от толеитовых базальтов с выбросами кислых пемз в поясах островных дуг к существенно андезитовым лавам в нормальных островных дугах (Курилы), а затем от базальт-дацитовых пород в областях раннего орогена (Камчатка, Суматра, Новая Зеландия) к базальтам стабильных блоков (Западная Канада, Антарктида). В пределах внутриконтинентальных районов наблюдается трахибазальтовый вулканизм, связанный с развитием сводовых поднятий и рифтовых зон [285].

В мезозое и кайнозое в осадочные толщи поступило огромное количество твердого вулканического материала, фиксирующегося в осадках разного состава [13, 327, 666]. Интересны данные по распределению пеплового материала в донных осадках океанов, так как они дают возможность количественной оценки масштабов влияния вулканического источника на седиментацию. Такой анализ, проведенный для палеогеновых отложений Атлантического и Индийского океанов, позволил выявить максимум вулканической деятельности в эоцене и минимум в палеоцене [211].

В. А. Соколов [310] подсчитал общее количество газов и растворов, выделившихся при вулканических процессах за геологическую историю (т):



При подсчетах допускалось, что состав и количество выделяемых газов в течение столь длительного времени менялись мало. Вместе с тем изучение включений четвертичных эффузивов показало, что заключенные в них газы кислых и основных пород существенно различаются [393, 597]. В базальтах и близких к ним основных и средних породах преобладают углекислый газ (70—97 об. %); «кислые газы» (SO_2 , H_2S , HCl , HF), NH_3 , N_2 и редкие газы. В заметных количествах присутствуют углеводороды. Газы во включениях кислых эффузивов богаче азотом. Эти данные могут объяснить преобладание углекислого газа и присутствие аммиака в древней атмосфере Земли. Этот факт увязывается с широким развитием основного вулканизма на ранних этапах развития планеты. Увеличение роли кислых вулканитов в более поздние этапы развития планеты могло обогатить атмосферу азотом.

Попытку доказать пульсационный характер вулканизма на Земле и связанную с ним миграцию в гидросферу и атмосферу углекислого газа сделал А. В. Ронов [282]. Обращает на себя внимание хорошая сходимость данных при некотором отставании максимумов распространения карбонатных пород, что объясняется, видимо, буферным воздействием вод Мирового океана.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТИП

Термальные источники, поставляющие растворенные и газообразные продукты в зону седиментации, связаны как с областями вулканизма, так и с зонами крупных разломов, рифтов. Их излияние на поверхность может происходить на суше и под слоем воды (пресной и морской). Наиболее подробно изучены гидротермы на поверхности суши, известные в Японии, Новой Зеландии, Йеллоустонском парке (США), на Камчатке, Курильских островах и в других районах.

Состав термальных вод, изливающихся на поверхность суши, может быть самым разнообразным, быстро меняющимся в пределах одного района. Так, в Йеллоустонском парке известны воды хлоридно-натриевого, кислого сульфатно-хлоридного, кислого сульфатного и гидрокарбонатно-кальциевого состава [337]. Разнообразен состав газов, растворенных в термальных водах (H_2 , Cl , SO_3 , N_2 , NH_3 , H_2S , метан и др.). Существенным колебаниям подвержены физические свойства терм (t , pH , Eh и др.). Принято считать, что такие компоненты, как водород, хлор, сернистый газ, аммиак, метан и др., указывают на участие в гидротермальных водах составляющих глубинного происхождения.

Термальные воды, достигающие поверхности суши, производят разнообразное воздействие на источники осадочного материала и среды седиментации. В зависимости от своей температуры и состава (чаще всего кислого типа) они разрушают минералы вмещающих пород, осветляя их и вынося из них железо, алюминий и др. Здесь образуются зоны алунизации, окремнения, глинизации и т. д. [238, 671]. Кроме того, в момент излияния вод из них удаляется значительная часть растворенных газов,

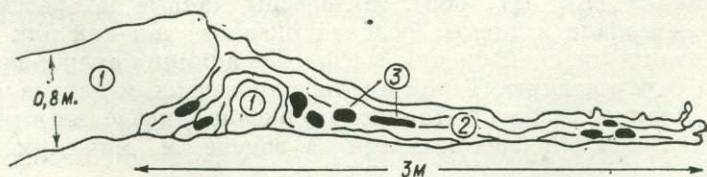


Рис. 21. Схема строения подводного гейзерита, рифейские доломитовые отложения нижнего течения р. Ниж. Тунгуски (Восточная Сибирь).

1 — зернистый кварц; 2 — слоистый халцедон; 3 — «ксенолиты» доломита.

переходящих в атмосферу. В течение геологического времени этот процесс мог существенно влиять на состав атмосферных газов.

Наконец, термальные воды способствуют образованию на поверхности автохтонных минералов, не характерных для конкретных ландшафтно-климатических зон, представляющих собой азональные образования. К числу наиболее распространенных продуктов такого типа относятся травертины и гейзериты. В составе травертинов отмечаются арагонит и кальцит, соотношения между которыми зависят от содержания стронция в растворе [567]. Кремнезем в форме опала и кристаллических форм осаждается как в месте выхода термальных вод, так и по берегам ручьев и мелких речек, питание которых связано с термальными источниками. Такие случаи накопления кремнистых илов известны на Камчатке [147]. Подсчитано, что масштабы привноса кремнезема здесь могут достигать десятков тонн в год.

Иной характер воздействия имеют гидротермальные растворы, разгружающиеся на дне водоемов. В этом случае они вносят в среду седиментации значительное количество ионов, меняющее химизм вод и характер седиментации. Примером может служить оз. Натрон (Африка), занимающее площадь более 300 км². Его берега и дно сложены четвертичными щелочными породами. По берегам располагаются горячие щелочные источники карбонатно-хлоридного типа, по составу аналогичные водам озера [183]. Автохтонные продукты представлены троной и галитом (табл. 61).

Аналогичные термальные воды участвуют в питании р. Иордан и Мертвого моря [430]. Известны случаи выходов минеральных горячих источников на дне пресных озер. Так, в оз. Киву (Африка) термальные соленые воды, обогащенные хлор- и сульфат-ионами, изливаясь на дне водоема под толщей пресной воды мощностью до 500 м, отлагают в осадках галит, гипс и ангидрит [463].

Выходы термальных вод на дне океанов и морей достаточно многочисленны. В Красном море (впадины Дискавери, Атлантис и др.) температуры этих вод достигают 50—60°C, а химический состав несколько отличается от такового для «нормальной» морской воды (табл. 62).

Данные табл. 62 доказывают, что рассолы впадин Красного моря отличаются от вод Мирового океана меньшим содержанием магния и повышенной концентрацией кальция, что, по мнению А. О. Шпайхера, может свидетельствовать о подтоке сильноминерализованных термальных вод из глубоких зон. Особенностью этих вод является также их высокая насыщенность рядом металлов (свинец, цинк, медь, молибден и др.), которые отлагаются в донных илах, образуя промышленные концентрации. Аналогичные скопления металлов известны в пределах Среднего Атлантического хребта, в районе Галапагосских островов (Тихий океан) и Срединно-Индийского хребта [82, 280, 436, 574 и др.]. Кроме того, в этих участках наблюдается образование цеолитов, барита, карбонатов, монтмориллонитов, палыгорскита и др. [216, 454 и др.].

Менее изучены процессы выноса гидротермами соединений алюминия и кремния. Известны продукты синтеза этих компонентов, представленные минералами группы смектитов и глауконит-селадонита [302]. Возможны случаи доломитизации термальными водами карбонатных осадков.

Таблица 61

Состав ионов в водах оз. Натрон и источниках, чм [183]

№ проб	Место отбора пробы воды	pH	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂	PO ₄ ²⁻	Fe ³⁺	Na ⁺	K ⁺
MS/3	Озеро	11	2784	5 758	2 424	384	125	He	He	He	He	He	He
MSN/3	Источ- ник	9,5	5400	13 005	9 940	603	260	110	13	198	16	13 356	282
MSN/5		9,5	7200	16 165	12 780	798	255	110	20	44	9	16 027	432

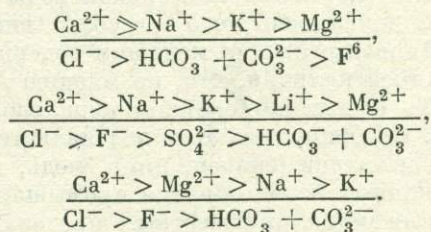
Ионный состав вод из глубин Красного моря, «нормальной» океанской воды и вычисленной по хлорности, ‰ [339]

Вода	Соленость	Cl ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Br ⁻
Из впадины Дискавери	254,90	155,20	92,77	2,15	0,81	4,70	0,123
Из впадины Атлантик II	—	195,00	105,00	3,61	0,95	6,44	0,083
Океаническая вода	35,00	19,35	10,76	0,39	1,30	0,41	0,066
Океаническая вода при хлорности 155‰	258,70	155,20	99,05	3,10	1,17	0,37	0,060

Такой гидротермальный доломит описан в илах оз. Солар залива Акаба [411]. Доломитизации подвергается арагонит при температуре около 50°C. Переход арагонита в доломит сопровождается образованием гипса и возрастанием отношения Mg/Ca в растворе. Новообразованный доломит отличается избыточным содержанием кальция, плохой упорядоченностью кальция и магния в кристаллической решетке и обогащением тяжелым изотопом кислорода.

Изучение состава древних гидротерм возможно только путем анализа реликтовых газов и растворов в минералах гидротермального генезиса. В поверхностных условиях газы в значительной мере будут разубожены газовыми компонентами атмосферы, а в условиях подводных излияний — водной средой и газами, в ней растворенными. В табл. 63 даны результаты изучения газовых включений в кремнистых породах (подводных гейзеритах) рифейских отложений одного из районов Восточной Сибири.

Из данных табл. 63 следует, что основными глубинными газами для рассматриваемого случая являются углекислый газ, азот и редкие газы. Кислород, несомненно, имеет атмосферное происхождение. Изучение ионного состава реликтовых растворов в гейзеритах показало сложность состава древних гидротерм [150]:



Продуктами гидротермальной деятельности на дне водоемов (морей) в прошлом являлись скопления металлов, кремнистых, карбонатных и силикатных осадков. В неогеновых отложениях Камчатки известны доломитовые стяжения [328], а в палеогене района Галапагосских островов установлены автохтонные монтмориллониты, содержащие железо-марган-

Т а б л и ц а 63

Состав газов во включениях подводных гейзеритов шорихинской свиты (рифей) Туруханского района [68]

Температура гомогенизации, °C	Концентрация газов, об. %			Температура гомогенизации, °C	Концентрация газов, об. %		
	CO ₂	O ₂	N ₂ и редкие газы		CO ₂	O ₂	N ₂ и редкие газы
265	61,50	8,00	30,50	335	72,30	—	27,70
285	72,50	6,00	21,50	350	73,50	—	26,50
310	72,50	6,50	21,00	400	78,00	—	22,00

Примечание. Углеводороды, CO, H₂, H₂S, HCl, NH₃ не обнаружены.

не является постоянной. Второе место занимает вулканокластический материал, хотя здесь также выделяются эпохи ослабления и усиления вулканической деятельности. О роли космического материала в прошлом судить трудно. В последнее время высказана гипотеза об эпохах усиленных «бомбардировок» Земли веществом космического происхождения в период до 3—4 млрд. лет назад.

Таким образом, интерполяцию данных по современному балансу источников осадочного материала на более ранние геологические эпохи необходимо уточнять, учитывая характер рельефа, количество воды на поверхности суши и режим водообмена, наличие и тип наземной растительности, вулканическую активность и т. д. Несомненно, что в фанерозое основными источниками кластического материала являлись породы литосферы, продукты выветривания и вулканический материал времени седиментации.

Представляется, что дальнейшие исследования по оценке источников осадочного материала должны идти путем уточнения роли каждого источника в настоящем, оценки его значения в прошлом, а также методом экспериментального изучения поведения частиц на путях транспортировки. Например, интересными могут оказаться данные по объемам газовых и жидких продуктов, освобождающихся из минералов при их выветривании и истирании в процессе переноса. Как известно, минералы магматического и метаморфического происхождения содержат до нескольких процентов газовой-жидких включений (от своего объема), которые частично вскрываются при механических и химических разрушениях кристаллов.

Глава VI

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ, БАССЕЙНЫ И МОДЕЛИ

Реконструкция седиментационных обстановок, бассейнов, составление моделей осадкообразования являются следующей, более высокой ступенью седиментологических исследований. В связи с тем, что работы в этом направлении практически только начинаются, сделать глобальный обзор тех или иных условий накопления осадков весьма затруднительно. Поэтому ниже приводятся в основном примеры, показывающие принципы выделения и характеристики отдельных типов седиментационных обстановок, бассейнов и моделей разного ранга.

ПРИМЕРЫ СОВРЕМЕННЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

В табл. 65 даны возможные, наиболее часто встречающиеся варианты сочетания континентальных ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон, составляющие основу для выделения современных континентальных обстановок. Следует отметить, что в континентальных условиях в осадках обычно преобладают аллохтонные компоненты, характеризующие ландшафтно-динамические зоны. Автохтонный компонент часто рассеян в общей массе аллохтонного материала, чуждого данной ландшафтно-климатической зоне. Он наблюдается в виде включений, конкреций, реже прослоев и пластов. Наиболее часто автохтонные компоненты встречаются вместе с аллохтонным материалом в гравитационной и озерной зонах. Это объясняется тем, что в гравитационной зоне в составе осыпей и обвалов обычно участвуют продукты почвообразования, скопления органического вещества и т. д., а озера являются бассейнами конечного стока, в которых возможна концентрация автохтонного материала.

Седиментационные обстановки при формировании современных континентальных осадков и их распространение

Ландшафтно-климатические зоны	Ландшафтно-динамические зоны						
	Травянистая	Золовая	Проллювиальная	Аллювиальная	Озерная		Ледниковая
					прибрежная субзона	водно-градивитационная субзона	
Пустыннополярная	+	+	+	-	++	++	+
Тундровая	++	++	++	+++	++	++	+
Влажноумеренная	++	++	++	+++	++	++	-
Субтропическая	+	+	+	+	+	+	-
Влажносубтропическая	+	-	+	+++	++	++	-
Влажнотропическая	++	-	+	+++	++	++	-
Переменновлажнотропическая	++	+	+	+	+	+	-
Саванная	+	++	++	+	+	+	-
Пустыннотропическая	+	+++	+++	+	+	+	-
Степная	+	+++	+++	+	+	+	-
Пустынноумеренная	+	+++	+++	+	+	+	-

Примечание. Здесь и далее в подобных табл. два плюса — часто встречаются; плюс — встречаются; минус — отсутствуют; знак вопроса — неизвестны.

В золовой зоне накопление автохтонного материала незначительно. Как правило, карбонатные, сульфатные и соляные стяжения и корки отмечаются в осадках пустынь и полупустынь. Для степной зоны более характерны карбонатные конкреции и горизонты погребенных почв. Осадки золового генезиса, формирующиеся по берегам рек, озер и в прибрежной приморской области, обычно лишены автохтонного материала.

Проллювиальные осадки сложны по гранулометрическому составу (см. рис. 9). Автохтонные компоненты в них, как правило, связаны с более тонкозернистыми горизонтами, которые чаще встречаются в областях, лишенных растительности, т. е. в зонах с дефицитом влаги (степной, пустыннотропической, пустынноумеренной и, вероятно, саванной). В этих случаях индикаторы ландшафтно-климатических условий также проявляются в виде стяжений, конкреций и прослоев, сложенных характерным автохтонным материалом. В зонах с избытком влажности области тонкообломочной седиментации выражены слабее, в связи с чем автохтонные компоненты встречаются сравнительно редко и представлены в основном органическим веществом, в том числе растительным детритом, обломками деревьев и их частей.

Аллювиальная зона отличается сложным строением, обусловленным частой сменой динамических условий в разных частях речной долины. В связи с этим распределение автохтонных компонентов тесно связано с типом ландшафтно-динамических субзон (см. табл. 23). В бассейнах рек возможны два типа соотношений с ландшафтно-климатическими зонами. В первом случае река располагается в пределах одной ландшафтно-климатической зоны. Примерами такого типа соотношений являются крупные реки: Амазонка, Тигр, Евфрат, Амударья и Сырдарья.

Источники Амазонки, составляющие около 12% площади бассейна, располагаются в Андах. Отсюда поставляется более 80% суспензий и растворов [498]. Автохтонный материал, составляющий около 15%, заимствуется в пределах остальной части бассейна, располагающегося во влажнотропической зоне. Он представлен реликтовыми кварцем, рутилом, цирконом, анатазом, обломочным каолинитом и другими минералами, вымываемыми при разрушении почв и кор выветривания на водоразделах Амазонки и ее притоков, а также поставляемыми из почв и болот органическим веществом.

Долины рек Евфрат и Тигр располагаются в пустыннотропической зоне. Состав аллохтонного материала этих рек следующий [432]. Песчано-алевритовая часть осадка Тигра и Евфрата представлена обломками квар-

ца, кремней, опала, хлорита, биотита, мусковита, полевых шпатов, а также эпидота, пироксенов, гранатов, рутила, циркона, апатита, оливина, турмалина, сфена, ставролита, дистена и кальцита. Ниже слияния этих рек осадки обогащены карбонатными минералами (до 80%). В глинистой фракции установлены флорит, иллит и минералы группы монтмориллонита. Состав этих фракций заимствован из плейстоценовых террас, а также из отложений плиоцена и миоцена. Обогащение карбонатными минералами в нижнем течении р. Шатт-эль-Араб объясняется приносом этих минералов р. Кароун из Ирана. Автохтонный материал распространен в виде корок и стяжений солей, сульфатов, карбонатов и кремней среди пойменных и старичных осадков.

Пестрый, полиминеральный состав песчано-алевритовых и глинистых фракций установлен также во взвеси рек Амударья и Сырдарья [35]. Здесь обнаружен в заметных количествах карбонат кальция (до 20%) в песчано-алевритовой фракции, который, вероятно, вымывается из почв и осадков пойменного аллювия, террас, а также лессов водоразделов, где он является автохтонным материалом. Автохтонные компоненты имеют тот же состав, что и в пределах пустыннотропической зоны. Кроме того, среди них найден мирабилит.

Второй тип более распространен и предусматривает пересечение бассейном реки нескольких ландшафтно-климатических зон. Рассмотрим два примера. Первый вариант — река от верховий к низовьям пересекает сначала зону с влажным умеренным климатом, а затем с засушливым. В этом случае воды более холодные, обогащенные органическим веществом, будут проникать на десятки километров и в зону с более аридным климатом. Примером может служить р. Волга, текущая в верховьях в пределах влажноумеренной зоны, а южнее устья р. Камы входящая в степную зону. В этих условиях область распространения автохтонных компонентов (в данном случае карбонатный материал в пойменной и старичной субзонах) будет оттеснен на юг.

Второй вариант предусматривает пересечение рекой сначала засушливой зоны, а затем более холодной влажной. Примером этого перехода может быть р. Обь. Воды, пересекающие степную зону и обогащенные во взвеси карбонатом кальция, севернее г. Новосибирска попадают во влажноумеренную зону. Вместе с тем карбонаты кальция, распространенные в пойменных, а местами и русловых осадках Оби в степной зоне, продолжают встречаться до широты с. Кривошеино, т. е. на расстоянии около 300 км. Естественно, масштабы такого воздействия пропорциональны размерам водного потока реки.

Наиболее представительен автохтонный материал в осадках озерной зоны, так как озера являются водоемами конечного стока, в которых аккумуляруются все продукты (растворенные, коллоидальные и взвешенные), поставляемые конкретной ландшафтно-климатической зоной.

Область перехода речной обстановки в озерную или морскую представляет собой дельту. Особенно велики по площади дельты рек, впадающих в моря и океаны. Их площади измеряются десятками тысяч квадратных километров. Для дельтовой обстановки характерны пять основных элементов [196]: 1) нижняя часть речной долины, 2) надводная, или субаэральная, 3) предустьевое взморье, или авандельта, 4) наклонная, или «свал глубин», и 5) глубоководная часть. Своеобразна субаэральная часть, представляющая собой серию островов, разделенных протоками, старицами, болотами и озерами. Во время приливов и нагонных ветров с моря в них могут попадать морские воды, что создает обстановку, переходную от континентальной к морской. Авандельта является частью морского мелководья, но сложенного материалом, поступающим с речными водами. Осадки континентального происхождения подвергаются переработке волнениями и течениями. Краевая часть авандельты представлена наклонной поверхностью (свалом глубин), в которой влияние суши отмечается только в отдельных рукавах и каньонах, которые могут прослеживаться дале-

Седиментационные обстановки при формировании современных морских осадков и их распространение

Ландшафтно-климатические суперзоны (пояса)	Ландшафтно-динамические зоны			
	Прибрежные	Шельфовые	Континентального склона	Пелагические
Полярные	++	++	++	++
Бореальная и нотальная	++	++	++	++
Субтропическая	++	++	++	++
Тропическая	++	++	++	++

ко в сторону открытого моря. Дельтовая обстановка — основная область разгрузки материала с континентов в морские бассейны.

Особенность морских седиментационных обстановок — их широкое распространение (табл. 66). Соотношение между автохтонными и аллохтонными компонентами определяется тремя факторами: климатической зональностью, масштабами поступления терригенного материала с суши и глубиной бассейна. Как правило, при прочих равных условиях количество автохтонных продуктов возрастает от высоких широт к тропическим областям. Это прекрасно прослеживается по распределению карбонатного материала, имеющего в основном автохтонное, органогенное или химическое происхождение. Терригенный материал из континентальных областей, поступающий с речным стоком и эоловым путем, может существенно разубоживать автохтонную составляющую осадка. Состав обломочного материала в своей композиции отражает усредненную ассоциацию минералов провинций питания, продуктов выветривания на суше и условий переноса [144, 213].

Распространение материала определяется глубиной бассейна в связи как с температурным режимом (преимущественно автохтонные компоненты), так и с динамикой среды (преимущественно аллохтонные компоненты). Обстановки, наиболее богатые химическими и биохимическими образованиями, связаны с осадками тропических и субтропических прибрежных, шельфовых, склоновых и пелагических зон. Области сокращения их количества располагаются ниже уровня карбонатной компенсации.

Роль аллохтонных продуктов значительна в прибрежных и шельфовых областях, прилегающих к устьям крупных рек. Материал речного стока в некоторых случаях может выноситься на сотни километров, даже в зоны континентального склона и пелагиали (р. Амазонка и др.).

ПРИМЕРЫ ДРЕВНИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Разнообразие обстановок прошлого не позволяет дать полную картину их развития в одном разделе, поэтому ниже приведены только примеры для отдельных возрастных уровней: позднедокембрийского и позднемелового.

Общие условия осадконакопления в позднем докембрии были следующие: 1) среднегодовые температуры составляли 40—50°C; 2) в атмосфере преобладали углекислый газ, кислород и азот; 3) гидросфера на суше характеризовалась достаточно высокими содержаниями ионов кальция, магния, карбоната и бикарбоната, в ней мало органического вещества, так как континенты были еще слабо заселены организмами; 4) морской раствор отличался от современного более высокими количествами ионов кальция, магния, карбоната, бикарбоната и более низкими содержаниями

ми ионов натрия, хлора и сульфата; 5) в подземных водах сохранились некоторые количества растворенного аммиака и иона аммония.

На суше наиболее распространены, вероятно, были правлажнотропическая и протосаванная пролювиально-аллювиальные обстановки, реже встречались правлажнотропическая и протосаванная озерная, протопустыннотропические пролювиально-аллювиальные и озерные, а также протопустыннополярные озерные и ледниковые. Эоловые осадки этого возраста изучены еще очень слабо, а в ряде случаев их диагностика настолько спорна, что выделение седиментационных обстановок с участием этой ландшафтно-динамической зоны не представляется обоснованным.

Правлажнотропические, пролювиально-аллювиальные обстановки предполагаются для рифейских и вендских, преимущественно терригенных отложений кварцево-олигомиктового состава, широко распространенных вокруг древних щитов (Алданского, Анабарского, Скандинавского и др.). Обычно эти отложения имеют ритмичное строение, выраженное в переслаивании косослойчатых песчаников или кварцитов различной зернистости с алевролитами и аргиллитами с волнистой или горизонтальной слоистостью. Специфику динамической среды седиментации для этого типа обстановки на примере терской свиты Кольского полуострова и вепской серии Западного Прионежья показал А. В. Сочава [316]. Он отметил наличие многорукавных русел и частую осушаемость при формировании пойменных осадков, связанных для рек рассматриваемого времени с резким пульсационным режимом и широким площадным стоком при отсутствии наземной растительности с корневой системой.

Автохтонными продуктами, свидетельствующими о влажных и теплых условиях этой седиментационной обстановки, являются преобладающий кварцевый материал в терригенной части пород, обилие каолинита в аргиллитах, а также доказывающие глубокую химическую переработку вещества в областях питания обломочным материалом окислы железа, участвующие в цементе песчаников и образующие агрегаты с глинистым веществом в пойменных глинистых породах, а кроме того, формирующие линзы и пласты гематитовых руд в старичных субзонах [9]. Большие массы окислов железа, участвующих в строении аллювиальных осадков ряда районов, а также отсутствие их в других участках, видимо, следует связать с составом кристаллических пород областей размыва, подвергавшихся выветриванию. Максимальные скопления гематитового материала отмечены в устьях рек, в дельтовой зоне, где создавались условия для массового систематического накопления выносимого реками железа. Пестрота геохимической обстановки как при переносе железа, так и в области его накопления зафиксирована в сложности минералогического состава железных руд, в которых кроме гематита описаны силикаты и карбонаты железа [399].

Отличия осадков протосаванной пролювиально-аллювиальной обстановки определяются особенностями сред седиментации и источников материала: меньшей интенсивностью выветривания в областях размыва, более резкой периодичностью в смене влажных и засушливых сезонов и т. д. Осадки, сформировавшиеся в этой обстановке, отличаются значительно более высоким содержанием минералов, неустойчивых в условиях выветривания. Обычно песчано-алевритовая часть песчаников обогащена полевыми шпатами и обломками пород [672]. Песчаные, аллювиальные отложения переслаиваются с пачками, содержащими грубообломочный плохосортированный материал, характеризующий обстановку временных потоков. В направлении приморской равнины они могут переходить в конуса выноса, а затем в дельтовые осадки.

Автохтонный материал в этих образованиях представлен окислами и гидроокислами железа, а также карбонатным веществом. Железистые минералы приурочены к цементу обломочных пород, а карбонаты (доломит, кальцит) образуют своеобразные горизонты, относимые к почвоподобным продуктам типа каличе, свидетельствующие о существовании в

этой обстановке продолжительных засушливых периодов. По мнению Дж. Аллена [416], они указывают на существование сезонов, когда количество атмосферных осадков не превышало 100—200 мм в год.

Правлажнотропические озерные обстановки, особенно обстановки седиментации в крупных озерах, видимо, были близки к условиям прибрежно-морского осадконакопления. С. В. Нужнов [250] отмечает крупные линзы строматолитовых доломитов в поле развития олигомиктовых песчаников в Юго-Восточной Якутии. В главе III упоминались пласты диаспоритов, переслаивающиеся с хлорито-серицитовыми сланцами, в Алагульском месторождении (Монголия), которые рассматривались как осадки крупного бассейна типа опресненного приморского водоема, сформировавшиеся в условиях влажного, жаркого климата.

Еще более сложная задача — выделить озерные обстановки в областях развития протосаванных и протопустыннотропических зон. Их следует искать среди пролювиально-аллювиальных красноцветных и пестроцветных полимиктовых осадков. Исходя из геохимических предпосылок для описываемого времени они могут быть представлены известняками, доломитами и мергелями с трещинами усыхания, возможно, отпечатками кристаллов сульфатных и соляных минералов.

Последний тип седиментационной обстановки — протопустынно-полярный ледниковый — характерен для конца рифея. Он прослеживается и в венде. Его осадками являются тиллиты, несущие набор признаков образования осадков в условиях таяния льдов на суше, частью в прибрежной зоне моря. Своеобразный автохтонный материал представлен в тиллитах прослоями и линзами доломитов без следов органических структур, а также железными рудами.

Морские обстановки позднего докембрия характеризуются распространением прибрежных, шельфовых зон и в меньшей степени зоны континентального склона нерасчлененных прототропических — субтропических и бореальных (нотальных) полярных областей. Прибрежные и шельфовые обстановки тропиков и субтропиков отличаются ассоциациями карбонатных и терригенных осадков. В карбонатной группе прибрежные образования представлены биокластическими, обломочными конгломератами, гравелитами, песчаниками и более тонкозернистыми разновидностями, оолитовыми и онколитовыми известняками, органическими постройками, переходящими в глинисто-карбонатные илы. Признаками прибрежного генезиса в этих породах являются, кроме того, следы береговых валов, трещины усыхания, «котлы», высверленные обломками в породах скальной литорали и т. д. (рис. 22). В конце позднего докембрия появляются прослой и линзы сульфатных пород.

Карбонатные отложения представлены достаточно мономинеральными известняками и доломитами, реже смешанными породами. Проблема происхождения доломита в докембрии будет рассмотрена ниже. Относительно обстановки седиментации можно отметить, что доломит более обычен в пределах эпиконтинентальных морей. Появление известковых осадков обычно фиксируется в случаях опреснения прибрежных вод и, вероятно, связано с изменением в них отношения Mg/Ca.

Прибрежные обломочные породы нередко представлены олигомиктовыми, кварцевыми песчаниками и алевролитами, петрографически трудно отличимыми от континентальных и дельтовых образований. О их бассейновом ге-

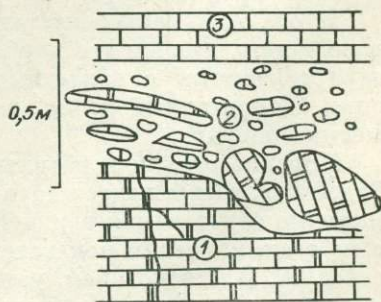


Рис. 22. Внутрiformационный конгломерат в рифейских карбонатных отложениях нижнего течения р. Ниж. Тунгуски (Восточная Сибирь). 1 — переслаивание зернистых известняков и доломитов; 2 — конгломерат с галькой известняков и доломитов; 3 — слоистый известняк.

незисе обычно свидетельствуют характерные следы ряби, следы плоедов, местами своеобразная косая слоичатость.

Шельфовые осадки карбонатного состава несут в своем строении и составе некоторые характерные черты, которые могут свидетельствовать о специфике обстановок седиментации в морях того времени. Одна из них — участие в открытоморских областях эпиконтинентального шельфа наряду с тонкозернистыми, видимо, хемогенно-обломочными известняками и доломитами пород явно обломочного происхождения (обычно песчаников с волнистой и косой слоичатостью) и небольших органогенных построек, на поверхности которых можно наблюдать полигональные трещины усыхания. Эти факты могут свидетельствовать о существовании в областях, прилегающих к платформенным участкам суши, шельфового мелководья, глубины которого подвергались активному воздействию волнений. Здесь могли развиваться водорослевые биогермы и биостромы. Их мощности обычно не превышают первых метров. Вторая особенность этих областей состоит в том, что в их пределах существовали условия для седиментационно-диагенетического образования доломитовых (протодолмитовых) осадков как тонкозернистого (хемогенного), так и органогенного строения.

Наблюдения во внеплатформенных шельфовых областях пока немногочисленные. Они показывают, что здесь в отличие от эпиконтинентальных платформ сокращается количество доломитовых пород, отложений обломочного и органогенного генезиса при возрастании участия тонкозернистых, горизонтально-слоичатых известняков.

Шельфовые осадки терригенно-глинистого состава обычно ассоциируются в разрезах с карбонатными отложениями, окаймляют вместе с ними древние континенты и острова на Русской, Сибирской и Китайской платформах, в Северной Америке, Африке и Австралии. Особенность состава шельфовых терригенных комплексов — обогащение кварцевым материалом, а в цементе — аутигенным кварцем, иллитом и каолинитом, а также присутствует глауконит. В этих породах часто наблюдается слоичатость течения. С песчаными осадками часто связаны линзы и горизонты глинистых, обогащенных органическим веществом горизонтально-слоичатых алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев.

Условия формирования ассоциаций аргиллитов и глинистых сланцев, занимающих значительное место в строении неплатформенных областей и складчатых сооружений, определяются из их пространственных взаимоотношений с породами, место которых в латеральном профиле бассейна более или менее известно. Так, в ряде районов Сибири (Игарский район и др.) в сланцевых толщах, обогащенных пепловым материалом, известны небольшие биогермы, которым сопутствует крупнообломочный карбонатный материал, указывающий на мелководный характер осадконакопления. С другой стороны, в сланцевых толщах установлены следы подводных оползней, течений, остатки фитопланктона, а также ритмичность, напоминающая терригенный флиш. Все эти факты позволяют предполагать, что глинистый материал накапливался на шельфе, причем в ряде случаев область седиментации могла располагаться между мелководными карбонатными осадками и континентальным склоном, возможно занимая внешний край шельфа.

К осадкам континентального склона отнесен, как это указывалось выше, флиш, причем его карбонатная разновидность является объектом, тесно связанным с областями тропической — субтропической седиментации. Терригенный флиш, видимо, может заходить и в области более высоких широт.

Морские осадки нерасчлененных бореальной, полярной и полярной областей изучены недостаточно. Пока к ним можно отнести марино-гляциальные образования верхнего рифея и венда, имеющие облик тиллитов, но по геохимическим показателям стоящие ближе к осадкам морского генезиса (А. В. Ивановская, устное сообщение). Если эти параметры верны, то, скорее всего, такие породы формировались в прибрежных или шель-

фовых условиях, так как высокие среднегодовые температуры позднего докембрия не способствовали широкому разному в морях айсбергов.

Позднемеловое время характеризуется следующими параметрами седиментации: 1) среднегодовыми температурами в пределах 17—22°C, 2) по составу газов атмосфера стала близка современному типу, 3) четко наметилась климатическая зональность как на суше, так и в морских бассейнах, 4) установилось большое разнообразие органического мира и т. д. Вместе с тем по целому ряду признаков существовали отличия в обстановках седиментации этого времени.

Для влажнотропического и переменновлажнотропического типов установлено широкое развитие аллювиально-озерных обстановок с осадками, продуктами переотложения материала, глубокой химической переработки со следами аллитизации. В отличие от более древних отложений аллювий этого времени характеризуется четко оформленным строением крупных речных систем и их притоков.

Особенностью обстановок в саванной зоне следует считать значительно более широкое развитие по сравнению с современными продуктов каолинового выветривания, сохранившегося в виде неозолювия и в переотложенном состоянии. Эта же черта отмечается для аллювиальных осадков влажносубтропической зоны. Обстановки влажноумеренных зон характеризуются сочетанием аллювиальных условий с озерными, нередко в форме зарастающих водоемов, во многом напоминая седиментацию более поздних эпох.

Морское осадконакопление в позднемеловое время отличалось несколькими типами своеобразных седиментационных обстановок. Среди них можно отметить прибрежные обстановки с обширными областями карбонатакопления тропических и субтропических поясов, с участием рудистов в органогенных постройках, мелообразования и кремненакопления на шельфе внутриконтинентальных морей и океанической пелагиали, накопления флиша на континентальном склоне, шельфовых железных руд и глауконита в зонах перехода между субтропическим и бореальным поясами и т. д.

Предлагаемое разделение седиментационных обстановок является недостаточно детальным и нуждается в более подробных подразделениях. Их соподчинение аналогично частям зон, т. е. различаются суб-, парси- и микрообстановки. В табл. 67 приведен пример использования более мелких подразделений для конкретного случая, речной влажноумеренной обстановки. Они увязаны с типами осадков, содержащих автохтонные и аллохтонные индикаторы.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАСЕЙНЫ

Пространство, включающее сумму седиментационных обстановок и связанных с ними источников осадочного материала, формирующихся при определенном тектоническом режиме и объединяемых генетической связью, определяется как седиментационный бассейн. Различаются современные и ископаемые бассейны. Для современного типа характерен наиболее полный комплекс показателей, доступных непосредственному измерению. К их числу относятся площадь бассейна, особенности строения и состава источников размыва, характер переноса осадочного материала, среда переноса и седиментации, состав и строение осадков в любой части бассейна.

Рассмотрим особенности строения на суше бассейнов р. Волги, Аральского моря, а вне континентов — Атлантического океана.

Бассейн р. Волги составляет около 1360 тыс. км². Ее основными притоками являются Ока, Кама и др. Долина вытянута с севера на юг на две тысячи километров и проходит от зоны лесов умеренного климата до степной зоны. Разрезы аллювия в долине р. Волги и ее притоков имеют довольно однообразное строение: в нижней части располагаются русло-

Схема детализации седиментационной обстановки и типов осадков

Седиментационная обстановка	Субобстановка	Парасобстановка	Типы осадков и формы залегания	Индикаторы	
				автохтонные	аллохтонные
Речная влажно-умеренная	Русловая	Стрежень русла	Гравий, крупно- и среднезернистый песок, обычно линзы, «карманы»	Обломки древесины, пиритовые и марказитовые конкреции	Косая слоистость
		Меандровая отмель	Средне- и мелкозернистые пески, линзы алеврита	Гидроокислы железа	Косая слоистость, прослойки естественного шлиха
		Внутрирусловая отмель	Средне- и мелкозернистые пески, линзы алеврита	Почвенный горизонт, гидроокислы железа	Косая слоистость, прослойки естественного шлиха
	Пойменная	Впадины на поверхности меандровой отмели	Глинистый песок, алеврит	Гидроокислы железа	Горизонтальная слоистость
		Береговой вал	Мелкозернистый песок, алеврит, глина	Обломки древесины, остатки корней	Волнистая и горизонтальная слоистость
		Кревасса	Глина алевритовая или песчаная	Остатки корней, гумусированные почвенные продукты	Следы размыва, иногда диагональная слоистость
	Старичная	Заброшенные русла	Мелкозернистый песок, алеврит, прослойки глин	?	?
		Заиляющиеся старицы	Глины, мергели	Кальцит, вивианит	Горизонтальная слоистость
		Заболачивающиеся старицы	Глины, торфяники	Растительные остатки, вивианит, сидерит	Горизонтальная слоистость

Примечание. Таблица составлена с учетом данных многих авторов [72, 88, 104, 142, 149, 278, 292, 377 и др.].

вые косослойчатые пески, выше переходящие в пойменные и старичные осадки песчано-алеврито-глинистого состава [207, 376]. Терригенные осадки аллювия Волги и ее притоков обогащены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и обломками кремнистых пород, количество которых зависит от типа осадков и дальности переноса [290]. Дифференциация наблюдается также среди минералов тяжелой части песчано-алевритовых фракций и глинистых образований.

Автохтонный материал (гидроокислы железа, вивианит, карбонаты, органическое вещество и др.) связан в основном с пойменными и старичными осадками. В их распределении большую роль играет ландшафтно-климатическая зональность.

Источниками осадочного материала рек бассейна Волги являются почвы, рыхлые породы четвертичного и более древнего возраста, а также палеозойские породы, образующие осадочный чехол Русской платформы. Ведущая роль осадочных пород как источников обломочного материала обусловлена преобладанием кварца, обогащение которым, кроме того, наблюдается при процессах почвообразования.

Тектонический фактор проявляется в общем равнинном характере бассейна Волги, участии определенных типов источников сноса, известном однообразии выветривания и почвообразования в пределах конкретных ландшафтно-климатических зон. Если говорить о четвертичной истории рассматриваемого бассейна, то тектонические движения определяют образования многоярусных аллювиальных отложений, наличие разрывов между ними и т. д. [65, 376].

Особого рассмотрения заслуживает дельта Волги, являющаяся южной оконечностью бассейна. Площадь дельты составляет несколько тысяч квадратных километров. Выделяется несколько участков разного строения [196]. В надводной аллювиальной равнине обособляется площадка с небольшим количеством протоков и множеством стариц. Она возвышается над уровнем реки на 3—4 м. Средняя часть подводной равнины содержит большое количество бугров Бэра, ильменей и протоков. Высота этой площадки 1,5—3,0 м. Для третьей площадки характерно обилие протоков, куллучных ильменей, островов и стариц. Отмечается небольшая (1—3 м) мощность аллювиальных осадков.

Между аллювиальной и подводной частями дельты выделяется переходная область, в которой распространены слабопроточные водоемы (култуки) и русла с плохо выраженными берегами (банчины). Между ними возвышаются участки суши — острова и косы. Мощности осадков в этой области также незначительны.

Подводная дельта, или авандельта, разделена на две части: островную и собственно авандельту. Островная относится к области, переходной к прибрежно-морской зоне, и сложена алевритами и песками с раковинками пресно- и солоноватоводных моллюсков. Авандельта представляет собой широкую полосу подводных кос, также сложенных алевро-песчаными осадками морского генезиса, но в составе терригенной части и фауне содержатся значительные элементы континентального происхождения.

Дельтовые осадки р. Волги содержат значительное количество автохтонных компонентов, которые кроме раковин моллюсков представлены обильной растительностью. В озерах наблюдаются прослойки каменной соли, эпсомита, астрахонита и мирабилита, свидетельствующие о политермическом режиме эвапоритовой седиментации в аридных, степных и полупустынных условиях.

Аральское море интересно как пример внутриконтинентального бассейна, располагающегося целиком в пустынно-умеренной зоне. Озеро занимает около 60 тыс. км². Сведения по гидрологии и о составе и происхождении его осадков приведены Н. Г. Бродской [35]. Дно Аральского моря плоское, максимальные глубины, отмеченные в западной и северной частях бассейна, не превышают 68 м. Соленость воды около 10‰. Волнения достигают 10—15 м, вдоль побережий существуют течения по часовой стрелке. Состав солей вод бассейна следующий: NaCl — 56,72%; MgSO₄ —

25,80; CaSO₄ — 12,91; KCl — 1,87; MgCl₂ — 1,36; CaCO₃ — 1,30%. Замеры величины рН составляют 7,8—8,0. Основными типами осадков являются пески, в том числе карбонатные оолитовые, алевролитовые, глинистые, карбонатно-глинистые илы, гипсовые и соляные осадки.

Пески представлены разнозернистым, реже мелко- и крупнозернистым, рыхлым, местами сцементированным карбонатным материалом. В придельтовых зонах содержат раковины двустворок. Песчаные осадки распространены в прибрежных частях бассейна до глубины 10 м. Оолитовые пески известны в прибрежной зоне северо-западной части моря — озера на глубинах 5—26 м. Алевролитовые илы обычно известковистые, местами ожелезненные, занимают более глубоководные области (15—20 м). Илы глинистого состава слабо известковистые, распространены в придельтовых областях (глубины 2—5 м) и в северных заливах (глубины 12—50 м). Глинистые илы, содержащие больше 30% карбонатов (глинисто-карбонатные илы), выполняют наиболее глубоководные части бассейна. Эти осадки тонкослойчатые с редкими раковинами и остатками диатомей. По составу карбонатов в илах различаются кальцит, арагонит и протодоломит [335].

Сульфатные и соляные осадки распространены в озерах и заливах побережий. Их количество увеличивалось в связи с падением уровня воды бассейна.

Терригенные осадкообразующие минералы представлены в основном кварцем, имеется примесь полевых шпатов. По составу минералов тяжелой части фракции 0,25—0,01 мм выделены две провинции: эпидото-роговообманковая и устойчивых минералов. Первая из них занимает больше половины бассейна, а вторая распространена вдоль островов Возрождения, Беллинсгаузена и Лазарева, а также в северной части. Глинистая фракция осадков представлена гидрослюдой (иллитом), минералами группы монтмориллонита и каолинитом [274]. Основной фон составляет гидрослюда, каолинит развит как примесь в северо-восточной, юго-западной, западной и центральной частях, а минералы группы монтмориллонита обогащают прибрежную зону вдоль северной и западной окраин бассейна.

Источниками осадочного материала являются взвешенный и растворенный материал рек Амударья и Сырдарья, продукты разрушения берегов и ветрового разноса (табл. 68).

Анализ всего материала позволил Н. Г. Бродской сделать вывод о привносе основного количества осадочного материала, имеющего полимиктовый состав, реками, впадающими в Аральское море. Только осадки с ассоциацией устойчивых минералов связаны с размывом берегов, сложенных олигоценовыми отложениями. Это относится в равной мере и к карбонатной составляющей осадков, которая во взвешенном состоянии и в растворе принесена в бассейн с речным стоком. Однако их накопление в осадке и формы проявления контролируются физико-химическими параметрами бассейна.

В качестве примера современного морского бассейна седиментации

Т а б л и ц а 68
Баланс питания Аральского моря осадочным материалом, млн. т/год [35, с изменениями]

Источник материала	Продукты речного сноса		
	взвешенные	влекомые	растворенные
р. Амударья	96,70	4,84	18,37
р. Сырдарья	12,14	0,60	5,56
Сумма	108,84	5,44	23,93

Примечания: 1. Продукты разрушения берегов — 6,0. 2. Соли атмосферных осадков — 1,4. 3. Продукты ветрового переноса — 8,66. 4. Общая сумма осадков, поступающих в море, — 154,27.

рассмотрим Атлантический океан, представляющий собой огромный, сложно построенный резервуар, в котором в свою очередь выделяется несколько более мелких бассейнов — морей. Выбор этого объекта определен тем, что в нем наблюдается осадконакопление практически во всех вариантах седиментологических морских обстановок, продуктами которых являются осадки с характерными автохтонными и аллохтонными компонентами.

Атлантический океан занимает одну из крупнейших впадин площадью около 82,5 млн. км², находящуюся между Антарктидой, Южной и Северной Америкой, Африкой и Европой. На окраинах океана располагаются Северное, Балтийское, Средиземное, Черное, Карибское и Норвежско-Гренландское моря. В северной части Атлантический океан переходит в Ледовитый.

Рельеф дна океана весьма сложный. Здесь выделяются шельфовые платформы, имеющие впадины, континентальные склоны, котловины пелагической области, а также рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта [120]. Наблюдаются отклонения в солености среды седиментации: опреснение в высоких широтах и морях, или заходящих во влажные области, или имеющих мощный приток пресных вод с континентов (Балтийское, Черное и др.). Участки с повышенной общей соленостью связаны с окраинными областями, прилегающими к участкам теплого, аридного климата (Средиземное море и др.).

Краткая характеристика обстановок седиментации сводится к следующему. Выделяются три основные группы осадков с преобладанием: 1) терригенного, аллохтонного материала, 2) автохтонного материала и 3) вещества вулканогенного генезиса. Первый тип, представленный грубо-обломочными, песчано-алевритовыми и глинистыми осадками, распространен в областях развития всех седиментационных обстановок. Как показал Е. М. Емельянов [120], терригенные осадки (содержащие более 50% частиц обломочного происхождения) составляют 46% дна океана. Они преобладают в приконтинентальных областях океана. В прибрежной и шельфовой зонах эти осадки связаны с районами выноса обломочного материала с суши (устья рек и др.), а в высоких широтах распространены повсеместно в связи с сокращением масштабов автохтонной седиментации. Области континентальных склонов и пелагиали являются районами седиментации глинистых продуктов, среди которых в той или иной степени присутствует вулканокластический материал. Отмечается пространственная связь пирокластики с областями вулканической деятельности. Кроме того, в южных и северных высоких широтах распространены осадки, обогащенные грубо- и мелкозернистыми ледниковыми продуктами, транспортируемыми айсбергами. Этот материал составляет 1,3%.

Карбонатные осадки (>50% CaCO₃) разнообразны по строению, составу и происхождению. Их распространение (37,8% площади бассейна) тесно связано с климатической зональностью, которая в прибрежной и шельфовой зонах позволяет различать тропическую, субтропическую, бореальную — нотальную и полярные области, а в более глубоководных участках нерасчлененную тропическую — субтропическую и более низкотемпературные обстановки седиментации (см. гл. III). В Атлантическом океане широко распространены кремнистые органогенные осадки (8% площади), максимумы накопления которых приурочены к южным высоким широтам, а также глубоководным, ниже уровня карбонатной компенсации участкам пелагиали.

Своеобразной областью седиментации является Срединно-Атлантическая рифтовая зона и прилегающие к ней участки, в пределах которых наблюдается накопление хемогенных осадков и отмечаются гидротермальные процессы. Особенность состава этих продуктов, так же как и в Красном море, состоит в том, что они содержат значительную долю сульфидов металлов (свинец, цинк и др.). Допускается, что распространенные среди пелагических осадков марганцево-железистые конкреции содержат рудные компоненты, поступившие в бассейн из гидротермальных источников.

Еще более резкая дифференциация осадочного материала проявляется в бассейнах краевых морей Атлантического океана. Это связано, с одной стороны, с более резким влиянием континентов, а с другой — с меньшими размерами самих седиментационных бассейнов. Источниками материала, захороненного в осадках Атлантического океана, являются: 1) суша, откуда вещество поступает в виде растворов и взвесей, доставляемых реками и эоловым путем, 2) тающие айсберги, 3) газы и влага атмос-

феры, 4) продукты вулканической деятельности и гальмиролиза, 5) деятельность человека.

Таким образом, бассейн Атлантического океана представляет собой сложную физико-химическую систему, поведение которой регулируется, с одной стороны, свойствами среды седиментации (солевой и газовый состав вод, термобарический и гидродинамический режимы), а с другой — воздействием внешних факторов, главным образом представленных источниками осадочного материала. Огромна роль организмов и продуктов их жизнедеятельности. За год через толщу вод бассейна проходит 20 820 млн. т вещества, в том числе 17 960 млн. т переработанного биосом. Однако только 2% этого материала захороняется в осадок, тогда как остальная часть возвращается в раствор [120]. Естественно, этот процесс господствует в пелагических областях. В прибрежных и шельфовых областях океана, и на акватории окраинных морей его роль уменьшается.

Если изучение современных седиментационных бассейнов (как и в случае с седиментационными обстановками) позволяет детально изучить среды седиментации, источники осадочного материала, тектонические условия осадконакопления и т. д., то реконструкция условий осадконакопления в ископаемых бассейнах основана на фрагментарных сведениях о былых обстановках и источниках осадочного материала в виде осадочных пород. Как правило, исследователь располагает материалом по отдельным в той или иной мере удаленным друг от друга разрезам. Этот ограниченный набор информации вынуждает широко применять приемы экстраполяции, вероятность приближения к истине которой прямо зависит от количества фактического материала. Таким образом, седиментационные бассейны прошлого, восстановленные в результате сведения того или иного количества данных, представляют собой обобщенные системы, отражающие определенные взгляды того или иного исследователя, контролируемые конкретным объемом информации. Значит, восстанавливая ископаемый седиментационный бассейн, исследователь составляет конкретное построение, создавая один из типов седиментационных моделей.

Естественно, в предлагаемой монографии нет возможности подробно рассмотреть все типы седиментационных бассейнов разного возраста. Остановимся на двух из них: речных и морских, располагающихся в областях тропического и субтропического климатов как платформенных, так и внеплатформенных областей.

Ископаемые речные бассейны известны с раннего докембрия. Обычно они охарактеризованы отдельными ритмично построенными разрезами, в которых чередуются псефито-псаммитовые осадки русловых субзон и более тонкозернистые отложения пойменно-старичных субзон. С ними могут ассоциироваться озерные и болотные образования. Ниже сделана попытка проследить возрастные изменения в общем строении речных долин, русловых и пойменно-старичных и роли озерно-болотных обстановок.

Наиболее древние речные бассейны известны и достаточно полно изучены в протерозойских отложениях Южной Африки и Карелии [241]. Общими признаками для них являются существование многорусловых долин, тесное переслаивание с пролювиальными осадками, широкое участие грубообломочных компонентов не только в русловых, но и в пойменных субзонах. Вместе с тем изменяется различие между отложениями нижнего и верхнего протерозоя. К их числу относятся: 1) большая роль наземного вулканического источника материала для пород нижнего протерозоя, 2) более полимиктовый состав этих пород, 3) повышение количества кварцевого материала в породах верхнего протерозоя, обусловленное усилением выветривания в кислых условиях, 4) возрастание роли окислов железа и алюминия в верхнепротерозойских отложениях, что также связывается с характером выветривания, 5) накопление карбонатных, преимущественно доломитовых осадков в старичных озерах и озерных бассейнах, связанных с речными долинами в позднем докембрии, 6) развитие дельт, в строении которых значительная роль принадлежит песчаному олигомиктовому материалу.

Общий характер седиментации позднепротерозойского типа сохраняется в раннем палеозое [665]. Отличия состоят в том, что речные осадки этого времени более полимиктовые, содержат несколько большее количество глинистых фракций с каолинитом, наблюдаются перемещение максимума содержания окислов железа из областей гомологов влажнотропических ландшафтно-климатических зон в области протосаванн, а также сокращение доломитов в старичных и озерных зонах.

Начало перестройки речных бассейнов связывается со средним девоном, со временем начала заселения суши растительностью. В карбоне уже существовали леса в долинах рек и на некоторой части водоразделов, что обусловило более устойчивый сток речных вод в областях палеовлажнотропического и палеовлажноумеренного (влажного субтропического) ландшафтов. Строение аллювиальных толщ в это время приобретает современный тип, однако речные осадки часто ассоциируются с болотными и озерными образованиями. Наиболее часто эта ассоциация обстановок была распространена в угленосных бассейнах седиментации типа межгорных впадин (Кузнецкий бассейн и др.).

Для мезозойских и кайнозойских отложений характерна четкая дифференциация на речные бассейны платформенного и внеплатформенного типов. Различия заключаются в мощностях и составе терригенных компонентов пород. Особенность платформенных бассейнов — широкое развитие кварцевого, олигомиктового материала, которому сопутствует глинистое каолиновое вещество. Широкие области накопления таких ассоциаций, как правило, связаны с влажнотропическими ландшафтно-климатическими зонами. Источниками материала для этих отложений являются продукты выветривания прилегающих горных сооружений. Мощности олигомиктовых толщ не превышают первые сотни метров.

Разновидностью бассейнов этого типа являются аллювиально-озерные системы, осадки которых слагают юрские и меловые угленосные бассейны (Азия, Европа и др.). В строении этих бассейнов выделяются сероцветные, часто полимиктовые русловые, пойменные, старичные и озерные осадки, с которыми связаны мощные (20 м и более) пласты угля. Местами они переслаиваются с олигомиктовыми песчано-глинистыми безугольными толщами.

Во влажнотропических условиях (кроме уже отмеченных минеральных индикаторов) в отложениях речных бассейнов присутствуют переотложенные продукты аллитных горизонтов кор выветривания (латериты, бокситы, железистые кирасы и др.). Они играют подчиненную роль, встречаясь среди олигомиктово-каолиновых толщ или в крупных речных системах, долины которых пересекают различные тектонические морфоструктуры, в полимиктовых отложениях.

Во внеплатформенных областях осадки речных бассейнов отличаются значительными мощностями, меньшими по сравнению с платформенными районами площадями и полимиктовым составом терригенного материала. Вдоль орогенных сооружений они часто ассоциируются с осадками пролювиального генезиса, нередко красно- и пестроцветны, однако это не всегда свидетельствует об аридности обстановок седиментации. Известны случаи (Восточная Сибирь и др.), когда в молассовидных красноцветных отложениях распространены остатки влаголюбивой флоры [194]. Сероцветные речные отложения в межгорных впадинах обычно угленосны.

Морские бассейны — древнейшие седиментационные элементы седиментосферы. Их развитие могло проявляться в следующих седиментационных признаках: 1) изменении состава и структуры аллохтонного и особенно автохтонного материала, 2) масштабов распространения ландшафтно-динамических зон (прибрежных, шельфовых и шельфовых глубоководных), 3) строении берегов и морского дна.

В архейском времени реконструкция седиментационных бассейнов позволяет установить только обычные черты осадконакопления без дифференциации по структурно-тектоническим типам. Они, вероятно, занимали небольшие площади. В прибрежных зонах преобладали доломито-

вые и известковые илы органогенного, хемогенного и обломочного (?) происхождения, переслаивающиеся с терригенными полимиктовыми осадками, содержащими значительные количества вулканогенного материала. В сторону центральной, шельфовой части бассейна они сменялись известково-глинистыми осадками.

В протерозое зарождается тип собственно эпиконтинентальных бассейнов. Здесь развиваются доломитовые осадки хемогенно-обломочного и органогенно-обломочного генезиса в прибрежной зоне, в том числе оолитовые и онколитовые пески, а также органогенные постройки, распространяется кварцево-олигомиктовый терригенный материал, поступающий с платформенной суши. В шельфовой области происходило накопление известковых и доломитовых илов с органогенными постройками угнетенного типа, а также глинистых и терригенных осадков, содержащих глауконит.

В конце протерозоя наблюдается, с одной стороны, сокращение доломитонакопления в открытоморских областях, а с другой — появление в прибрежной аридной субзоне прослоев и линз сульфатных пород (Анабар, Австралия). Одновременно уменьшается количество аллохтонного кварцевого материала, поступавшего с платформенной суши.

Переломным моментом в пределах эпиконтинентальных морей в седиментации является конец позднего докембрия — начало фанерозоя. Здесь отмечается сочетание таких явлений, как расширение площадей седиментационных бассейнов на платформах, усложнение строения дна, развитие животного мира и т. д. Результатом этих изменений соответственно стало расширение по площади шельфовых зон, в пределах которых формировались крупные прогибы. В процессе дифференциации климатических зон на суше произошло четкое разделение на гумидные и аридные субзоны в прибрежной морской области, которые зафиксировались в различии углеродистых, карбонатных и сульфатно-соляных осадков. Значительным событием стало формирование крупных органогенных построек с участием археоциат. Следует отметить смещение областей доломитообразования как в прибрежную зону, так и в участки глубоководного шельфа, причем в последнем случае доломиты ассоциируются с сульфатными и соляными породами. Доломитонакопление на шельфе вне пределов глубоководных впадин, сохранившееся на отдельных участках, рассматривается как реликтовая, протерозойская форма седиментации.

Дальнейшее развитие осадконакопления в эпиконтинентальных областях шло путем усложнения ассоциаций организмов, участвовавших в накоплении карбонатных осадков и усилении выноса органических соединений с суши в связи с развитием наземной растительности. В прибрежных гумидных зонах формируются паралические угли и бокситы, связанные с карбонатными органогенными постройками. Характерно, что вынос продуктов выветривания с суши и захоронение их в прибрежных и шельфовых областях отражают периодичность смены континентальных климатов, фиксируя эпохи размыва этого материала (Русская и Сибирская платформы и т. д.). В перми отмечается появление во внутриконтинентальных бассейнах новой группы соляных пород сульфатного типа.

Следующий тип сочетаний осадков эпиконтинентальных бассейнов — ассоциация в шельфовых меловых и более поздних отложениях известковых илов типа писчего мела, кремнистых образований (опоки, трепелы и др.), оолитовых бурых железняков и желваковых фосфоритов. Особенно часто такие сочетания встречаются в Северном полушарии, но также известны южнее экватора (в Австралии и др.). Начиная с этого времени сокращается участие доломитовых осадков на шельфе. В кайнозое они наблюдаются в основном среди отложений прибрежной зоны.

Во внеплатформенных областях характер прибрежной и шельфовой седиментации отличался значительно большими скоростями осадконакопления. Это прежде всего сказывалось на меньшем времени пребывания материала в областях денудации, переноса и накопления осадков, что приводило к меньшей степени «созревания» вещества, преобладанию полимик-

товых ассоциаций, худшей сортировке и окатанности аллохтонного материала. Меньшие площади седиментации, сложность рельефа, широкое распространение вулканических источников материала обуславливали, с одной стороны, пестроту седиментационных обстановок, а с другой — обычное участие в седиментационном процессе местного осадочного материала.

Из вышесказанного следует, что прибрежные зоны внеплатформенных областей являлись преимущественно участками накопления полимиктового терригенного материала, который ассоциировался с глинисто-пепловым веществом. Шельф этих областей, отличавшийся небольшими площадями, узкой вытянутой конфигурацией и неровным рельефом, представлял собой зону накопления алевроито-глинистых, обычно бедных фауной осадков. В фанерозе с ними ассоциировались карбонатные, преимущественно известковистые рифовые комплексы, в которых значительное место принадлежало карбонатному обломочному материалу.

В областях островных вулканических дуг резко повышалась роль пирокластического материала как субаэрального, так и морского генезиса. В окружающих районах отмечается присутствие пеплового материала, характерного для терригенных и глинистых осадков. Орогенные этапы являлись эпохами накопления молассовых отложений.

Бассейны океанического типа, существование которых доказано со среды мезозоя, отличаются своеобразным набором седиментационных обстановок, определяющих специфику осадконакопления в их пределах. Прежде всего для них характерна четкая температурная зональность как в широтном направлении, так и по глубинам. Эта зональность обуславливает распределение при прочих равных условиях автохтонного и аллохтонного материала. Кроме того, океанические бассейны являются конечными резервуарами материала, поступающего с континентального блока, космоса и недр Земли, причем одной из важнейших особенностей его распределения следует считать неравномерность захоронения материала. Выделяется две группы областей в пределах океанов, в которых скорости захоронения осадочного материала неравнозначны. Установлено, что основная масса аллохтонного материала захороняется в трех областях [215]. Одна из них, в которой фиксируется максимальное количество осадков, располагается на границе континент — океан, тяготея к дельтам и подводным конусам выноса. В этих местах улавливается до 95% осадочного вещества. В устьях крупных рек за время их существования накапливаются толщи осадочных пород, достигающие мощности 10—15 км.

Второй уровень глобальной седиментации приурочен к основанию континентального склона. Здесь по каньонам и желобам поступает около 20% континентального стока, являющегося как продуктами взвеси на шельфе, так и материалом разрушения первого пояса глобальной седиментации. Третий уровень интенсивного накопления осадочного материала — желоба и разломы наиболее глубоководных частей дна океанов (глубины 6—7 км). Осадочный материал в них поступает за счет мобилизации осадков конусов выноса из взвеси, осаждающейся из верхних слоев водной массы. Часть материала имеет вулканическое происхождение. На остальной территории океанического дна седиментация носит замедленный характер.

Анализ развития бассейнов океанической седиментации во времени свидетельствует о существовании двух основных факторов, влиявших на объемы и состав осадков: температурный режим и колебания уровня Мирового океана. Длительное существование теплого, близкого к тропическому климата в течение мезозоя и большей части кайнозоя благоприятно влияло на развитие карбонатной седиментации в океанах и, кроме того, обуславливало на суше интенсивное выветривание, что усиливало вынос терригенного и растворенного материала с континентов. При понижении уровня океана усиливалась эрозия шельфовых осадков и верхней части отложений континентального склона, что увеличивало масштабы

седиментации в конусах выноса на границе склона и пелагиали, а отчасти и в глубоководных участках океанического дна.

Понижение среднегодовых температур в конце неогена вызвало сокращение площадей тропической седиментации, развитие континентального оледенения, появление шельфовых льдов и айсбергов, а также более четкую климатическую зональность как на поверхности океанов, так и в их глубинных частях. В результате повысился уровень карбонатной компенсации, сместились области накопления карбонатных илов в более низкие широты, а среди океанических осадков появился аллохтонный мариногляциальный материал.

ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ГРУПП ОСАДКОВ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(трехмерные модели)

Завершающей стадией седиментологических исследований может быть выяснение общих закономерностей развития осадочного процесса, которые наиболее ярко проявляются в эволюции условий формирования характерных групп тех или иных осадков, нередко представляющих собой осадочные полезные ископаемые. При такого рода исследованиях прослеживаются изменения ассоциаций рассматриваемых и вмещающих осадков, седиментационные обстановки тех и других, петрографо-минералогические и геохимические особенности и т. д. Таким образом, восстанавливается общая направленность развития седиментационных обстановок и тектонического фактора для конкретной группы осадков во времени, т. е. воссоздаются модели в трех координатах (седиментационная обстановка, тектонический режим, время). Ниже приведены примеры построения трехмерных моделей для выветривания и аллитообразования, железонакопления на суше и в морской среде, условий формирования кварцевых песков, кремненакопления, карбонато-, сульфато- и соленакопления на суше, морского карбонатакопления, морского сульфато- и соленакопления.

Выветривание и аллитообразование

Эти два тесно связанных процесса в своем развитии отражали изменения таких показателей, как физико-химические свойства атмосферы и гидросферы, эволюцию органического мира на суше и морфотектонику. Для максимального их проявления всегда были необходимы ландшафтно-климатические зоны влажнотропического или переменовлажнотропического типа и определенная степень расчлененности рельефа. Выделяется по крайней мере пять этапов развития выветривания: 1) архейский — раннепротерозойский, 2) раннепротерозойский — вендский, 3) кембрийский — раннедевонский, 4) среднедевонский — миоценовый и 5) четвертичный (табл. 69). Основными показателями изменения характера выветривания являются особенности преобразования однотипных минералов и подвижность элементов в породах, близких по составу.

В архейско-раннепротерозойском этапе условия выветривания были близки по термобарическим показателям низкотемпературным гидротермальным. Присутствие аммиака и малое количество кислорода могли обуславливать преобладание восстановительных щелочных обстановок выветривания. Это подтверждается фактами слабого распространения красочветных осадков на суше и замещения в кислых изверженных породах полевых шпатов минералами группы смектитов. Предполагаемая обстановка выветривания, вероятно, была крайне неблагоприятна для присутствия на суше организмов [440]. Судить о подвижности элементов в зоне выветривания трудно. Можно допустить конгруэнтный вынос из нее алюминия, кремния и железа, которые фиксировались в виде скоплений в метаморфических аналогах осадочных пород этого возраста. Несомненными

Схема развития процессов выветривания и аллюитообразования в геологической истории Земли

Возраст	Состав преобладающих газов в атмосфере	Давление на поверхности, атм	Среднегодовые температуры, °С Среднегодовые температуры тропических зон, °С	Характер растительности на суше	Ландшафтно-климатические зоны, благоприятные для выветривания	Подвижность алюминия в почвах и горах выветривания аллюитного типа
Четвертичный	N ₂ , O ₂ , CO ₂	~1	$\frac{7-15}{20-25}$	Постепенное расселение всех типов наземной растительности	Влажнотропическая, переменновлажнотропическая и их гомологи	Слабый вынос в связи с затуханием аллюитного выветривания
Миоценовый — среднедевонский		1—2	$\frac{18-25}{25-35}$			Фиксация в продуктах выветривания, частичный вынос
Раннедевонский — кембрийский	CO ₂ , N ₂ , O ₂	2—3	$\frac{20-25}{25-40}$	Расселение бактерий и синезеленых водорослей	Протовлажнотропическая, частично протосаванная и их гомологи	Слабый вынос в связи с ослаблением выветривания
Вендский — раннепротерозойский		3—40	$\frac{25-50}{30-60}$			Интенсивный вынос
Раннепротерозойский — архейский	CO ₂ , N ₂ , NH ₃ , O ₂	10—15	$\frac{\text{до } 70}{\text{до } 90}$	Почти отсутствовала		Интенсивный вынос?

Таблица 70

Сравнительная характеристика продуктов выветривания гранитов в разные геологические эпохи [106, с дополнениями]

Возраст	Зоны минералообразования		
	Дезинтеграция	Начальное глинообразование	Конечное глинообразование
Кайнозой — мезозой	Замещение полевых шпатов каолинитом, гидратация слюд	Кварц-каолинит-гидрослюдистая	Кварц-каолинитовая
Девон	Замещение полевых шпатов каолинитом и монтмориллонитом, гидратация биотита	Кварц-монтмориллонит-каолинитовая	Кварц-каолинитовая
Ранний девон — ранний протерозой	Замещение полевых шпатов монтмориллонитом	Кварц-монтмориллонитовая	Кварц-каолинитовая
Ранний протерозой	Серицитизация и биотитизация полевых шпатов, измельчение кварца. Первичный глинистый минерал — монтмориллонит (?)	Кварц-биотит-мусковитовая. Первичный глинистый минерал группы монтмориллонита (?)	Серицито-кварцевая. Первичные глинистые минералы — каолинит, монтмориллонит

являются факты сохранности достаточно мощных покровов кор выветривания (до 20—30 м). Правда, весьма трудно оценить возможность перемещения этих продуктов, особенно на небольшие расстояния. Предполагается их ограниченное движение под действием силы тяжести, под влиянием текучих вод. Большая плотность атмосферы, как это установлено на Венере, не способствовала быстрому перемещению воздушных масс.

Второй этап, охватывающий конец раннего протерозоя — венд, характеризуется изменением газового состава атмосферы, понижением давления и средних температур, хотя последние в тропических зонах могли сохраняться на достаточно высоком уровне. Иной термобарический режим, отличный от современного, даже при других количествах свободной влаги в атмосфере и водных бассейнах мог обуславливать более быстрый обмен его в системе атмосфера — поверхность суши, что расширяло области, благоприятные для выветривания как для влажного тропического, так и для засушливого, саванного типов. Видимо, какое-то участие в выветривании на суше начинают принимать организмы, присутствие которых зафиксировано в почвоподобных продуктах типа каличе.

Строение мощных кор выветривания имеет зональный тип, причем в ряде случаев широко распространены смектиты в нижних горизонтах, а каолинит — в верхних (см. гл. IV). Это отмечено на разных типах пород, в том числе и на кислых изверженных (табл. 70). Такой своеобразный тип зональности может свидетельствовать, во-первых, о преобладании кислых условий на поверхности разрушения исходного материала, а во-вторых, о возможном сохранении реликтовых щелочных растворов в нижних частях разрезов мощных кор выветривания.

Характерно, что минералы группы гидроокислов алюминия не образуют заметных скоплений в самих корах выветривания, что подтверждает теоретические расчеты [170]. В то же время они известны среди осадочных и осадочно-метаморфических толщ, видимо, морского генезиса. Различаются два типа таких скоплений: связанный с терригенно-глинистыми отложениями и с карбонатными. Последний отвечает карбонатному типу с пластовым характером оруденения [234]. Первый тип может быть охарактеризован двумя примерами. В первом случае пласты разрозненных диаспоров с многочисленными следами структур и текстур осадочного генезиса переслаиваются с хлорито-серицитовыми сланцами (Алагульское месторождение в МНР). Образование этих аллитов рассматривается как бассейновое, обломочно-хемогенное. Вынос алюминия связывается с предполагаемыми кора́ми выветривания, возможно развитыми на амфиболитах. Транспортировка аллитового материала осуществлялась на небольшие расстояния. Вторым примером являются маложелезистые диаспоровые конкреции в глинистых сланцах пурпольской свиты, известные на Патомском нагорье в Восточной Сибири. Эти образования можно рассматривать как продукты постседиментационной концентрации глинозема, первично рассеянного в условиях открытоморского шельфа. Связь глинозема с кора́ми выветривания доказывается присутствием в глинистых сланцах измененного каолинитового вещества [76, 229]. Повышенные содержания алюминия известны также в ряде рифейских разрезов сланцевых и карбонатно-сланцевых пород различных районов Евразии, причем в них отмечаются постседиментационные скопления гидроокислов алюминия [5].

Для конца докембрия установлен второй тип пластовых скоплений осадочных гидроокислов алюминия, связанных с морскими карбонатными отложениями. В качестве единственного пока примера можно привести Боксонское месторождение (Восточная Сибирь), в котором диаспоровые железистые бокситы ассоциируются с карбонатными, преимущественно доломитовыми толщами. Вторая особенность этих образований — обогащение окислами железа.

Следующий этап, охватывающий начало палеозоя, характеризуется ослаблением интенсивности процессов выветривания, выноса из элювиальных продуктов глинозема. Известны немногочисленные находки реликтов

кор выветривания, обычно представленных зонами дезинтеграции и начальных стадий глинизации. Еще более редки скопления осадочного глинозема, представляющие собой непромышленные залежи боксонского типа (Южная Сибирь, Казахстан и др.). Причина этого явления не совсем ясна. В кембрии — раннем девоне состав газов атмосферы в общем виде сохраняется, температурный режим мало отличается от такового в предыдущем этапе и т. д. Известные отличия намечаются в появлении более четкой дифференциации ландшафтно-климатических зон, в более резкой аридизации (с кембрия), в возникновении оледенения в ордовике.

Начиная со середины девона важнейшим фактором выветривания становится наземная растительность. Ее расселение в прибрежной полосе влажнотропических зон обусловило более интенсивное разрушение алюмосиликатных пород в этой области с отделением части глинозема от кремнезема. Намечаются два направления в переносе и фиксации Al_2O_3 [83, 234]: 1) сохраняются условия для формирования геосинклинальных, пластовых бокситов, ассоциирующихся с карбонатными породами, появляются вулканогенно-терригенный и карбонатно-карстовый типы и 2) по мере расселения растительности на суше, которая изменила характер водообмена и ввела в область выветривания большие массы органического вещества, создавались условия для появления в карбоне новых типов платформенных аллитов и бокситов (аллитовый в корях выветривания линейного распространения, терригенный пестроцветный с пластами бокситов и терригенный углистый с пластами бокситов). Свообразными эпохами аллиитообразования явились мезозой и палеоген, в течение которых широко распространился карбонатно-карстовый тип, а также появились и стали ведущими аллитовый в покровных корях выветривания и терригенный пестроцветный с карстовым типом оруденения.

Понижение температуры в миоцене, которое сократило площадь тропиков на суше, уменьшило интенсивность выветривания и аллиитообразования. Видимо, эпоха, охватывающая миоцен и антропоген, не способствовала существенному накоплению глинозема в продуктах выветривания. Для нее бокситообразование носило осадочный характер за счет переотложения аллитовых покровов более древних эпох.

Железонакопление

Концентрация соединений железа шла различными путями на суше и в морских бассейнах. В континентальных условиях выделяются три максимума железонакопления: 1) коры выветривания, 2) речные обстановки влажнотропического и влажнотропического типов и 3) озерные бассейны гумидной группы ландшафтно-климатических зон.

Наиболее древние скопления окислов и гидроокислов железа известны среди позднекембрийских продуктов выветривания. Они отмечаются на Русской и Сибирской платформах, Канадском щите и в других районах. По климатической приуроченности эти образования распространены как во влажнотропических, так и в саваннных гомологах современных ландшафтно-климатических зон. Характерно, что часть соединений железа из кор выветривания попадала в область седиментации, на что указывает широкое распространение гематита и гидроокислов железа в континентальных отложениях — продуктах перемыва выветрелого материала, пространственно связанных с ожелезненными корями выветривания. Этот парагенезис сохраняется в фанерозое.

Достоверно диагностируемые речные обстановки известны в протерозое. Соединения железа, в основном окислы, являются обычными минералами различных субобстановок влажнотропических, протовлажнотропических и протосаваннных зон. Различия между влажнотропическими и саванными типами состоят в том, что в первом случае соединения железа ассоциируются с олигомиктовыми терригенными породами, а во втором — с более полимиктовыми (аркозовыми и другими) разностями. Кроме того, во влажнотропических зонах окисное железо образует заметные

скопления, связанные с озерно-старичными и дельтовыми областями. В дельтах, в зоне перехода между континентальной и морской провинциями, имело место большое многообразие геохимических условий, в том числе и восстановительных, что обусловило формирование сложного минералогического комплекса, включающего породы и руды с гематитом, железистыми карбонатами и хлоритами, а также комбинациями между ними [399].

Дальнейшее развитие железонакопления в речных бассейнах шло путем появления в мезозое оолитовых и пизолитовых бурых железняков, в цементе которых распространены железистые хлориты и карбонаты, кальциевые и ферроферрифосфаты. Своеобразной ветвью этого процесса явились железистые бокситы, часть которых начиная с карбона рассматривается как аллювиальные образования. Рассеянные окислы и гидроксиды железа, связанные с красноцветными терригенными отложениями, со середины девона преимущественно распространены в областях развития аридного теплого климата. Так, при избытке влажности и обилии органического вещества железо в осадках переходит в закисную форму. Отклонения от этого возможны только в случае быстрого захоронения больших масс терригенного материала, бедного органикой. Такое сочетание чаще всего наблюдается при орогенических процессах, когда формируются отложения молассового типа, например юрские отложения Саяно-Алтайской области [194].

Собственно озерные железистые осадки на суше известны с протерозоя. Как правило, они представлены тонкозернистыми, глинистыми, в той или иной мере песчанистыми ожелезненными породами и их метаморфическими аналогами. Значительные рудные скопления установлены в олигоценовых [351] и более молодых отложениях [391], причем обычно они связаны с ландшафтно-климатическими зонами влажного типа.

Источниками железа в большинстве рассмотренных случаев являлись почвы и коры выветривания, обогащенные соединениями железа. Это доказывается путем сравнения всех минералогических и геохимических признаков выветрелого субстрата и осадочного материала. Видимо, основная масса железа поступала в тонкодисперсном, обломочном состоянии. Для аридных условий это доказывается наблюдениями за размывом и переносом окислов железа в современных условиях рч. Камарчек, левого притока р. Чу (Киргизия). Источник железистого вещества, палеоген-неогеновые красноцветные песчано-глинистые слабосцементированные породы находятся примерно в 20 км выше устья речки. Их размыв и переход железа во взвесь наблюдаются только в периоды дождей и таяния снега. В эти сезоны максимальное содержание окиси железа отмечается в глинистой фракции взвеси, достигая 7—8% (табл. 71). Характерно, что на прослеженном расстоянии его количество не изменяется. Содержание закисного железа ничтожно. В засушливые сезоны взвесь содержится в воде в незначительных количествах. Русловые и пойменные терригенные осадки рч. Камарчек окрашены в зависимости от содержания окислов железа в бурые, буро-красные и красные цвета, обусловленные присутствием гетита, лепидокрокита и гематита. Следует отметить, что красные цвета глинистых осадков на пойме прослеживаются в современной долине р. Чу примерно на 5—7 км ниже устья Камарчека.

Рассмотренная модель, естественно, не универсальна. В протерозойском — среднедевонском времени, видимо, преобладал терригенный способ транспортировки окисного железа, так как поступление органического вещества в текучие воды было незначительно. Начиная с конца девона в реках влажных ландшафтно-климатических зон появляется возможность переноса железа в форме металлоорганических соединений.

Вторым источником железа на суше являются гидротермальные источники воды, располагающиеся как вне зон вулканизма, так и в их пределах (фумарольно-сульфатарные). С последними связаны, например, небольшие месторождения железа, залегающие среди озерно-болотных осадков в Японии [233].

Распределение железа в красноцветных осадках и их фракциях выше устья рч. Камарчек

№ обр.	Осадок (порода) и возраст	Местонахождение, км	Образец		Фракции, мм							
			1	2	0,25—0,1		0,1—0,01		0,01—0,001		<0,001	
					1	2	1	2	1	2	1	2
7	Пестроцветный песчаник (D — C)	1	2,93	0,21	3,60	0,18	3,68	0,18	2,91	0,76	3,40	0,12
29	Красноцветный глинистый песчаник (P — N)	20	3,48	0,18	1,40	0,15	3,76	0,18	—	—	8,80	0,18
3	Современный отфильтрованный осадок	0,5	4,20	0,60	2,70	0,45	3,93	0,57	6,19	0,91	7,40	0,66
28	Современный пойменный алеврит	20	3,07	0,33	2,80	0,18	4,08	0,30	—	—	7,50	0,58
9	Голоценовый пойменный алеврит	1	3,73	0,51	2,10	0,39	3,56	0,30	6,01	0,75	8,00	0,54
10	Голоценовая пойменная глина	1	5,22	0,60	2,60	0,45	5,36	0,58	6,30	0,76	8,30	0,65
2	Современный пойменный алеврит	0,5	3,39	0,51	2,70	0,45	4,39	0,57	6,25	0,18	8,00	0,88
1	Современный русловой песок с гравием	0,5	2,65	0,45	3,60	0,45	6,58	0,57	6,20	0,85	7,30	0,66

Примечание. 1 — Fe_2O_3 , 2 — FeO . Химик-аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ СО АН СССР).

Накопление соединений железа в морских условиях имело более разнообразные формы. Его продуктами являются железистые кварциты, гематитовые и оолитовые гематито-бурожелезняково-хлоритовые руды и глаукониты.

Различаются две возрастные группы железистых кварцитов: архейская и протерозойская [90, 352, 380]. Для первой, связанной с отложениями раннего докембрия, характерна вулканогенно-осадочная ассоциация. В вулканогенных частях разреза распространены андезиты, их туфы, кислые эффузивы, переслаивающиеся с граувакками, черными карбонатными сланцами и полосчатыми железистыми породами. Осадки, обогащенные железистыми карбонатами и сульфидами, пространственно связаны с областями вулканической деятельности, а окисные руды — с кластическими породами.

Для осадочного типа характерны ассоциации железистых кварцитов, доломитов и черных сланцев. Связь с вулканогенными породами менее отчетливая. Отмечается парагенетическая связь железистых кварцитов второго типа с корами выветривания, нередко располагающихся в основании разрезов железорудных формаций. Кроме того, железистые кварциты часто прослеживаются на сотни километров, окаймляя окраины древних бассейнов.

При выяснении условий формирования железистых кварцитов следует различать два аспекта: физико-химические условия седиментации и источники железа и кремния. Физико-химические условия седиментации железа и кремния рассмотрел Ю. П. Мельник [230], который исходил из представлений о своеобразии состава древних атмосфер и гидросфер. Для физико-химической модели накопления железа в бассейне им рассмотрены два варианта. В раннем докембрии осаждение железа и кремния происходило в условиях смешения кислых термальных вод сольфатарных подводных источников с морской водой, обладающей повышенной карбонатной щелочностью и не содержащей свободный кислород. Химическое осаждение этих компонентов определялось низкими значениями pH (до 5—6 после смешения), понижением температуры (от 100—150 до 5—25°C), величиной парциального давления углекислого газа и влиянием электро-

литов. Железо выпадало из ионных растворов в виде железистых карбонатов при повышении рН. Магнетит и силикаты железа рассматриваются как продукты метаморфизма. Кремнезем также выпадал при понижении температуры из ионного раствора с постепенным переходом в коллоидное состояние, а затем в гель. Чередование железистых и кремнистых прослоев объясняется как периодичностью поступления материала и разной скоростью осаждения железа и кремния, так и постоянным осаждением кремния и периодическим — железа.

Последний, протерозойский, этап интенсивного формирования железистых кварцитов осложнялся воздействием заметных количеств свободного кислорода, растворенного в морской воде, что определило возрастные роли осаждения железа в окисной форме. Однако вполне вероятно, что в наиболее глубоких частях бассейнов железнакопления могли сохраниться восстановительные геохимические обстановки.

Определение глубин формирования железисто-кремнистых осадков определялось характером источников материала (вулканический или континентальный — коры выветривания), границей между восстановительными и окислительными условиями и т. д. Видимо, следует предполагать существование достаточно изолированных бассейнов со своеобразным типом питания растворами, содержащими железо и кремний. В результате изучения слоистости железистых кварцитов протерозойского возраста отмечено присутствие текстур как мелководного типа, так и открытоморского [71 и др.].

Гематитовые руды и их разновидности известны с позднего докембрия. Они представлены дельтовыми и прибрежно-морскими гематито-хлоритосидеритовыми разностями, среди которых различаются типы, связанные с выносом железа с суши и в результате вулканической или поствулканической деятельности. Примером последнего типа могут служить железные руды девона Южного Алтая [163].

Широко известны оолитовые железные руды, среди которых выделяются наиболее древние, гематитовые и гематито-хлоритовые (позднедокембрийские Северной Австралии, ордовикские Аппалачей), сидеритовые (докембрийские Южной Африки, ордовикские Западной Европы, девонские Приуралья и др.), бурожелезнякаво-хлорито-глауконитовые (юрские Западной Европы, верхнемеловые Западной Сибири, неогеновые Крыма и др.). По тектонической позиции они делятся на платформенные (кайнозойские, мезозойские, девонские) и геосинклинальные (нижнепалеозойские и докембрийские).

Глаукониты, известные с позднего докембрия, в составе минералообразующих элементов отражают процессы выветривания на суше и химизм морских вод [141, 248]. Сокращение содержания алюминия и рост количества трехвалентного железа во времени связываются с изменением физико-химических условий разрушения породообразующих минералов в субаэральной обстановке. Интенсивность выноса алюминия определялась состоянием рН и термобарических параметров, которые были наиболее благоприятными в архее и протерозое. Щелочной и слабокислый характер геохимической обстановки, повышенные температура и давление способствовали интенсивной миграции алюминия из областей выветривания в прибрежные части морских бассейнов. Железо в архее и раннем протерозое в двухвалентной форме было еще более подвижно, чем алюминий, что, видимо, и определило неблагоприятные геохимические условия для образования минералов группы глауконита. По мере ухудшения возможностей миграции железа в конце раннего протерозоя условия совместного захоронения Al и Fe в осадках возникли в шельфовой зоне. В дальнейшем миграционные способности алюминия уменьшились в большей степени, чем железа, что и зафиксировалось в химическом составе минералов группы глауконита. Состав глауконита отражает поведение кремнезема как в зоне выветривания, так и в области седиментации. Увеличение его содержания синхронно по возрасту эпохам интенсивного кремнеземакопления в морях и океанах (поздний мел, эоцен и др.).

Постепенное возрастание количества натрия в глауконитах хорошо коррелируется с его предполагаемым ростом в морской воде. Аналогичные соотношения получены для магния. Иные тенденции выявлены для кальция, количество которого в глауконитах возрастает во времени. Это можно объяснить разными причинами, в том числе и особенностями поведения этого элемента при диагенезе.

Накопление кремнистого материала

В осадочных толщах кремнезем образует скопления терригенного, химического и биохимического происхождения. Осадки обломочного генезиса являются ископаемыми гомологами кварцевых песков, образующихся в настоящее время при перемыве продуктов кор выветривания преимущественно влажнотропической ландшафтно-климатической зоны. Наиболее древние гомологи кварцевых песков, измененных до кварцитов, известны в архее Алданского щита [202]. Далее они встречаются в основании ятулия Карелии, в подсерии гурон Северной Америки и т. д. Наиболее широко кварциты и кварцевые песчаники распространены в отложениях верхнего протерозоя, занимая обширные пространства на всех континентах. Особенности докембрийских терригенных кварцевых пород являются: 1) большие мощности (до 1000 м и более), 2) развитие не только на суше, но и в прибрежной части морей, 3) малое распространение в цементе глинистого вещества, 4) распространение на древних платформах и внеплатформенных областях, 5) часто встречающийся красноцветный пигмент.

В отложениях палеозоя (ордовик — кембрий Центральной Сахары, ордовик Иркутского амфитеатра, карбон Русской платформы, Шотландии, Северной Америки и др.) наблюдается сокращение роли морских обстановок, преимущественное распространение на платформах и возрастание роли глинистого, часто каолинового вещества в цементе, песков и песчаников. Песчаные породы переслаиваются с глинистыми слоями и пачками. Отмечается развитие этих осадков не только в областях с влажным тропическим климатом, но и во влажнотропических зонах. Эта тенденция сохраняется в отложениях юры, верхнего мела и эоцена [143, 144, 150].

Кремнистые продукты химического происхождения в континентальных толщах образуют горизонты в почвах и корах выветривания, цементируют песчано-алевритовые осадки, а также могут являться осадками озер в областях вулканической деятельности. В первом случае они обычно связаны с районами жаркого, засушливого климата в ландшафтных зонах саванн, сухих субтропиков, пустынь и их древних гомологов. Такие образования известны в отложениях мезозоя и кайнозоя. Появление кремнезема в цементе терригенных пород объясняется, во-первых, выносом кремнезема в виде растворов из продуктов выветривания. Такие кварцевые песчаники с опаловым цементом известны в мезозойских и более молодых платформенных отложениях. Во-вторых, путь возникновения кремнезема в условиях континентальной седиментации можно считать мотонным (по Л. В. Пустовалову), при котором наблюдается переход в раствор в результате истирания и растворения. Образование кремнистого цемента таким способом мало связано с геохимией областей седиментации, а определяется количеством обломочного кварца в осадке и характером динамики среды переноса материала.

Химическое осаждение кремнезема достаточно широко распространено в районах современной вулканической деятельности на суше (Камчатка, Новая Зеландия, Йеллоустонский парк в США и др.). Кремнистые осадки входят в состав гейзеритов, а кроме того, распространены в долинах ручьев, питание которых связано с термальными источниками. Масштабы кремненакопления в этом случае невелики, но кремнезем, сохранившийся в растворе, может попадать в бассейны конечного стока (озера, моря).

Кремнистые осадки биохимического происхождения (диатомиты) в континентальных условиях формируются в небольших количествах. Они известны в четвертичных и неогеновых отложениях различных районов СССР, связаны или с высокоширотными областями, или с районами вулканической деятельности.

Для морского кремненакопления характерны два пути перехода SiO_2 из раствора в осадок: химический и биохимический. Первый из них проверен экспериментально [277, 514]. Показано, что этот переход возможен при концентрациях кремнезема в воде в 3—4 раза ниже насыщения. На осаждение благоприятно действует присутствие в растворах окислов металлов (алюминия, железа, магния и марганца), а также глинистых частиц. Видимо, этот путь имел место в докембрии, когда отсутствовали морские организмы, использовавшие кремнезем в своей жизнедеятельности. Выше уже рассматривались геохимические особенности поведения кремнезема при формировании железистых кварцитов. Известны достоверные случаи химического осаждения кремнезема без участия железа в обстановке его выноса гидротермальными растворами на дне мелководного моря [149].

В палеозое и мезозое эти условия сохранились в геосинклинальных областях, причем они отражали структурно-тектонические обстановки выноса растворенного материала [356]. Кроме химического осаждения, кремнезем переходил в раствор биохимическим путем, в результате чего остатки организмов (губок, радиолярий, диатомей и др.) встречаются в

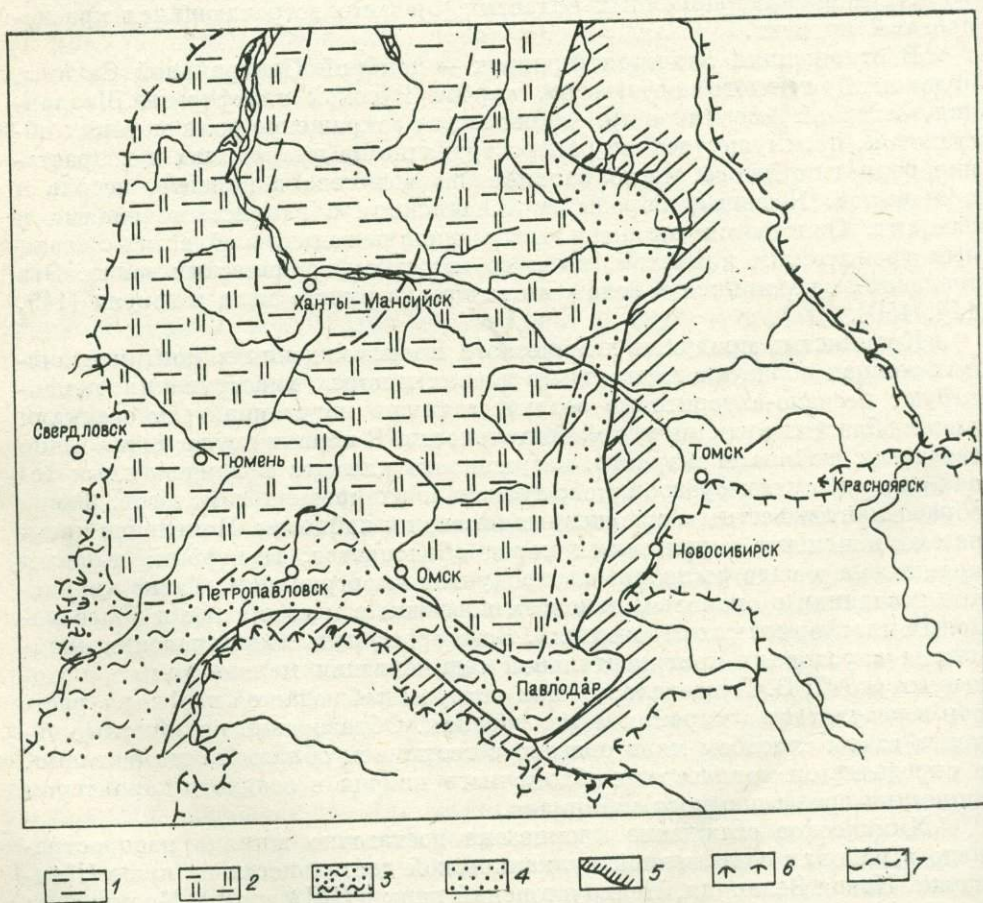


Рис. 23. Схема распространения палеоцен-эоценовых отложений (горизонт опок и его возрастные аналоги) в пределах Западно-Сибирской плиты.

1 — морские глины с прослоями кремнистых глин; 2 — опок и глинистые опок; 3 — прибрежно-морские пески с глауконитом; 4 — континентальные и дельтовые пески с прослоями глин и окремненных олигомиктовых песчаников; 5 — границы распространения отложений; 6 — предполагаемые границы плиты; 7 — границы между типами отложений.

породах, сложенных кварцем и халцедоном (силициты, яшмы, фтаниты и др.), а также участвуют в строении органических отложений (диатомиты, радиоляриты, спонголиты и др.).

В особый генетический тип выделяются кремнистые хемогенно-биохимические образования, распространенные в мезозойских и кайнозойских платформенных отложениях. К ним отнесены диатомиты, трепелы, опоки, реже спонголиты и радиоляриты, которые известны на юге Русской платформы, в Парижском бассейне, на Западно-Сибирской плите и т. д. Они тяготеют к прибрежным, шельфовым отложениям, окаймляя полосами древнюю береговую линию. В бореальных поясах (например, на Западно-Сибирской плите) они переходят в терригенно-глинистые, более глубоководные осадки (рис. 23), а в областях более тепловодных — в известняки и мергели. Выделяется два крупных возрастных уровня распространения кремнистых пород этого типа — коньяк-сантонский и эоценовый, которые прослеживаются не только на шельфах, но и в виде конкреций и желваков в пелагических частях океанов [210]. Видимо, следует допустить существование в геологической истории Мирового океана эпох обогащения морской воды растворенным кремнеземом (докембрий, ранний и поздний палеозой, верхний мел и эоцен), связанных с усилением выноса этого соединения из глубоких геосфер или с суши и стимулирующих его химический или биохимический переход в морские осадки.

Механизм современного кремнеземакопления в Мировом океане контролируется, с одной стороны, малым содержанием в растворе, а с другой — «конкуренцией» между кремнистыми и карбонатными осадками. Заметные скопления остатков диатомовых водорослей и радиолярий возможны только в таких температурных условиях, когда карбонатный материал растворяется. Таким образом, рассмотренные выше кремнистые образования прошлого формировались в принципиально иных условиях, чем современные диатомовые и радиоляриевые илы морского генезиса.

Континентальное карбонато-сульфато-солеонакопление

Этот тип континентальной седиментации редко сохраняется в ископаемом состоянии. Выделяются четыре генетические группы: карбонатная почвенная (каличе), карбонатная, содово-соляная и сульфатно-соляная.

Почвенные карбонаты (каличе) известны с раннего докембрия, характеризуя участки суши с аридным или переменновлажным тропическим климатом. Они являются важным документом, в котором сохраняются не только следы температурного режима, но и органические остатки континентального происхождения. Для древних почвенных покровов характерно частое присутствие среди карбонатов доломита, который в более молодых, фанерозойских образованиях распространен реже.

Карбонатные осадки химического и биохимического происхождения, связанные с озерными и старичными обстановками седиментации, являются важными показателями ландшафтно-климатических зон. В главе III было рассмотрено их значение как индикаторов климата. Общая тенденция состава и строения рассматриваемых карбонатных образований проявлялась в смене доломитовых осадков известковыми во влажных областях и сульфатно-соляными в засушливых. Кроме того, изменялся состав органических остатков (водоросли, моллюски и др.), связанный с эволюцией сред седиментации и органического мира.

Содово-соляные осадки известны начиная с перми. В верхнепермских мергелистых отложениях Западного Притиманья распространены псевдоморфозы доломита по нортушиту [266]. Эоценовые отложения впадины Грин-Ривер (США) содержат пласты шортита, троны, нортугита, пирсонита, гейлюссита, галита, кальцита и доломита [15]. В донных отложениях оз. Сирлс нижняя линза сложена тронной, реже галитом, буркеитом, местами встречаются тенардит, нахколит, ганксит, пирсонит, арагонит и бура. Верхняя линза в центре сложена пластинами галита, ганк-

сита, троны, буры с глауберитом и сульфогалитом, а в краевых частях присутствуют буркеит, тенардит и бура. В нижней части разреза линзы отмечены трона, реже галит и буркеит.

Сульфатно-соляные осадки известны с пермского времени. В их составе наблюдаются гипс, галит и другие минералы — продукты испарения соленых вод на суше.

Морское карбонатакопление

Модель морского карбонатакопления основывается на выявлении особенностей изменения сообществ организмов, химической и терригенной седиментации на фоне непостоянства физико-химических параметров морской среды: газово-солевого состава вод, термобарических условий, рельефа дна морей и океанов и тектонических движений.

Подробно влияние химизма вод и термобарических условий на развитие органического мира в морях и океанах было рассмотрено в главе III. Кратко они сводятся к следующему. Высокие температуры и повышенное давление в докембрии препятствовали эволюции синезеленых водорослей. Широкое развитие многоклеточных организмов стало возможным только в конце позднего докембрия, когда средние температуры поверхностного слоя океанической воды понизились до 30—40°C. Многообразие животного мира устанавливается во второй половине ордовика, что связывается с изменением содержания магния в морской воде. Дальнейшие изменения, видимо, определялись сочетанием как колебаний газового и солевого состава, так и вариантами амплитуд среднегодовых температур, а также ландшафтов суши и морского дна.

Аспекты химической карбонатной седиментации определяются, с одной стороны, ее масштабами во времени, а с другой — особенностями поведения в осадках иона магния, количество которого влияло на минералогию самого осадка и на характер постседиментационных изменений.

Происходящее в настоящее время формирование химическим путем карбонатов кальция и магния относительно общего объема морского карбонатакопления ничтожно мало и специфично, как своеобразна вся современная нетерригенная седиментация. В свете этого возрастает роль физико-химических показателей, полученных экспериментальным путем. Не повторяя материалов, уже многократно изложенных в литературе за предыдущие 20—30 лет, рассмотрим результаты, достигнутые последними работами [158 и др.].

Постановка экспериментальных исследований, моделирующих природный процесс, предусматривает два условия: выборку из существующего комплекса факторов основных, определяющих генеральное направление природного процесса и методическую разработку проведения эксперимента. Анализ материалов, характеризующих современное доломитообразование в прибрежно-морской зоне, показал, что при всем разнообразии геохимических и ландшафтно-климатических условий существуют следующие общие параметры: температура выше 20°C и подток вод с более высоким, чем в морском растворе отношением Mg/Ca. Эти условия выбраны в качестве исходных данных для опытов.

В исходном растворе с хлорностью около 19 г/л объемом 0,5 л и pH = 6,2—7,2 менялись отношения магния и кальция. Температура опытов была равна 20±5°C. В качестве осадителя использовался 4-процентный раствор Na₂CO₃ в объеме 50 см³. Осадитель по каплям вливался в течение 2 ч при постоянном перемешивании. В ходе опыта pH постепенно росло до 9,5—9,9.

В результате экспериментов был получен гелевидный карбонатный осадок с различным соотношением магния и кальция, которое зависело от их отношения в исходном растворе (табл. 72). Наиболее богатые магнием осадки (Mg/Ca около 0,8—1,0) получены из раствора, в котором отношения Mg/Ca равны 5—7. Рентгеновскими исследованиями и терми-

Результаты осаждения карбонатов из хлоридно-карбонатных растворов

№ опыта	Температура опыта, °С	Исходный раствор					Остаточный раствор					Осадок		Mg/Ca	
		Концентрация ионов, г/л					Mg/Ca	pH	Концентрация ионов, г/л		Mg/Ca	pH	Содержание, г		
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Cl ⁻	CO ₃ ²⁻			Ca ²⁺	Mg ²⁺			Ca ²⁺		Mg ²⁺
7	15	0,64	4,54	—	18,8	1,1	7,1	7,0	0,02	2,14	110	9,95	0,10	0,10	1
5	20	0,76	4,1	2,2	19,4	1,1	5,4	6,4	0,02	1,95	98	9,7	0,13	0,11	0,9
4	24	0,86	5,98	—	17,1	1,1	5,8	6,6	—	—	—	9,7	0,13	0,10	0,8
14	22	0,42	2,14	2,3	8,5	1,1	5,1	6,5	—	0,99	—	9,95	0,12	0,13	0,8
13	21	1,28	8,57	3,0	36,7	1,1	6,7	6,8	0,43	4,35	10	9,5	0,10	0,10	1

Примечание. Аналитик Г. И. Любушко (ИГиГ СО АН СССР).

чекским анализом свежего порошка установлено присутствие в свежем геле небольшой примеси гидрокальцита и гидромагнезита.

Увеличение хлорности исходного раствора до 32 г/л и уменьшение ее до 8 г/л существенно не повлияли на конечный результат. Те же конечные продукты были получены при увеличении температуры раствора до 50—70°C и при добавке в раствор сульфат-иона.

Полученный карбонатный материал подвергался обработке растворами разной хлорности с целью определения устойчивости связи магния в этом веществе. Результаты экспозиции (в течение 7 дней) даны в табл. 73. В ходе опытов было установлено, что под влиянием растворов с нормальной или повышенной хлорностью магний мигрирует из осадка в раствор полностью. Чем ниже соленость (хлорность) раствора, тем меньше масштабы миграции магния. При обработке дистиллированной водой в осадке сохраняются отношения Mg/Ca, близкие таковым в доломите. Следует отметить, что при обработке карбонатного порошка раствором улучшается степень его кристалличности.

Проведенная серия опытов, моделирующая современное формирование высокомагнезиальных карбонатных илов прибрежно-морской зоны тропических и субтропических поясов, показала следующее:

1) первичным продуктом химической садки в этих условиях является высокомагнезиальное карбонатное вещество слабой степени раскристаллизации, обнаруженное в последнее время в илах лагуны Куронг [434];

2) осаждение илов с повышенным количеством магния происходит не под влиянием высокой минерализации исходных растворов, оно зависит от отношения Mg/Ca;

3) сохранение Mg в осадке обратно пропорционально солености (хлорности) поровых вод, пропитывающих донный осадок. Последнее обстоятельство особенно важно в связи с тем, что может объяснить более широ-

Таблица 73

Результаты взаимодействия карбонатных осадков с растворами разной концентрации

№ опыта	Условия получения осадка						Раствор				Осадок после выдержки		
	Температура опыта, °С	Концентрация, г/л			Mg/Ca	pH конечное	Концентрация, г/л			Mg/Cl	Содержание, г		Mg/Ca
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻		Ca ²⁺	Mg ²⁺	
15	15	0,64	3,76	16,9	6,9	9,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,11	0,05	0,45
33	19	0,85	4,29	15,6	5,0	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,09	0,03	0,33
16	21	0,64	3,76	16	5,9	9,5	0,32	1,88	7,88	5,8	0,20	0,04	0,20
18	19	0,64	4,42	16	6,9	9,3	0,64	4,42	16,0	6,9	0,20	0,01	0,05
17	16	0,64	4,42	16	6,9	9,3	1,28	8,84	32,0	6,9	0,22	0,01	0,05
23	17	0,84	4,24	—	4,9	9,8	1,72	8,44	32,0	4,9	0,27	0,0	0,0

Примечание. Аналитик Г. И. Любушко (ИГиГ СО АН СССР).

кую фиксацию магния в карбонатных илах докембрия, поровые воды которых, так же как и морской раствор, видимо, обладали меньшей, чем в фанерозое, соленостью.

Выявление путей развития терригенной седиментации карбонатных пород — дело сложное. Оно связано с отсутствием конкретных критериев, определяющих изменение самого процесса. В настоящее время можно говорить только об изменении структуры карбонатного вещества, участвующего в строении карбонатных пород обломочного генезиса, т. е. главным образом об изменении структуры органических остатков и их дифференциации в латеральном профиле.

Обобщение всех фактических данных и теоретических предпосылок позволяет наметить семь этапов в развитии морского карбонатакопления начиная с архея. Их материальное проявление в виде смены минерального состава карбонатов, ассоциаций органических остатков, типов пород и их фациальных взаимоотношений для областей, наиболее богатых карбонатными осадками, показано в табл. 74. К ней можно добавить следующее. Наиболее древний этап охарактеризован карбонатными породами, претерпевшими значительные постседиментационные преобразования, включая региональный динамотермальный метаморфизм. В связи с этим и благодаря редкой встречаемости карбонатных пород этого возраста на поверхности Земли можно судить только о характере прибрежных и шельфовых осадков. Их особенность — появление следов органогенных структур, в том числе и небольших органогенных построек в предположительно прибрежных осадках. Возможно распространение биокластических осадков в более глубоководных обстановках.

Следующий этап, охватывающий конец раннего протерозоя — венд, охарактеризован почти всеми типами обстановок, каждая из которых имеет свой набор специфических индикаторов. Так, осадки прибрежной зоны отличаются доломито-известковым составом с примесью магнезита, широким распространением органогенных построек с участием строматолитов, онколитов, следами микритизации и т. д. Обычно преобладают постройки небольших мощностей, однако в неплатформенных районах известны сооружения, достигающие 20—30 м высоты. Местами отмечаются органогенные постройки, располагающиеся вдоль побережий, создавая своеобразные береговые барьерные «риффы». В этих условиях фиксируются осадки фаций лагун, с которыми ассоциируются эвапоритовые образования (гипсы, ангидриты), напоминающие современные гомологи, распространенные в тропических областях.

В шельфовых зонах эпиконтинентальных платформ для этого этапа отмечаются доломитовые и известняковые осадки, обогащенные биокластическим материалом. Во внеплатформенных областях количество доломитовых пород и участие обломочного материала сокращаются. Видимо, здесь возрастает роль продуктов химико-бактериологического генезиса. Своеобразны карбонатные продукты на континентальном склоне. Например, на Енисейском крыже выделены осадки карбонатного флиша, в котором в роли нижнего, терригенного слоя выступают обломочные известняки, перекрывающиеся хемогенно-обломочными слоистыми мергелями. Пелагические осадки этого времени пока не известны. Ими могут быть отложения конусов выноса с континентального склона и тонкозернистые, возможно, химико-бактериальные известковистые осадки, материал которых формировался в поверхностном слое вод морских бассейнов.

Этап, охватывающий кембрий — ранний ордовик, отличается развитием в прибрежных и шельфовых зонах многоклеточных животных с карбонатным, преимущественно известковым скелетом. Это обстоятельство определило специфику автохтонной седиментации в морях и океанах. В прибрежных зонах эпиконтинентальных платформ возникают крупные органогенные сооружения, прослеживающиеся на сотни километров. Кроме ветвящихся и вертикальных водорослей, в их строении участвуют археоциаты и кораллы (рис. 24). В межрифовых участках широко распространены биокластические карбонатные осадки с разнообразной грануло-

Основные события морского карбонатакопления в тропических и субтропических суперзонах и их гомологах

Возраст	Зона			
	прибрежно-морские	шельфовые	континентального склона	пелагические
Голоцен — палеоген	Современный тип морского карбонатакопления			
Палеоген — мел	Сокращение разнообразия рифо-строителей, рост высоты органогенных построек до 2—3 тыс. м и более	Меловые осадки во внутриконтинентальных морях	Широкое участие нанопланктона и фораминифер в карбонатном флише	Широкое участие нанопланктона и фораминифер в карбонатных осадках, в том числе и флише
Юра — пермь		Затухание процесса доломитообразования	Начало участия нанопланктона и фораминифер в карбонатном флише	Начало участия нанопланктона и фораминифер в карбонатных осадках, в том числе и флише
Карбон — средний ордовик	Большое разнообразие беспозвоночных в органогенных постройках, широкое распространение барьерных рифов и атоллов в геосинклиналях, рост их мощности	Большое разнообразие биокластитов в осадках внутриконтинентальных и океанических шельфов, распространение в них остатков разнообразных организмов	Карбонатные брекчи и более мелкообломочные осадки, сползшие по склону породы	Тонкозернистые известняки с редкой аллохтонной фауной
Ранний ордовик — кембрий	Крупные органогенные постройки с участием археоциат и кораллов на платформах, развитие обломочных околорифовых фаций. Смена стелющихся водорослей вертикальными и ветвящимися, микритизация	Смещение доломитонакопления в области внутриконтинентальных солеродных бассейнов	Появление карбонатного (известнякового) флиша	Тонкозернистые известняки с редкой аллохтонной фауной
Венд — протерозой	Широкое развитие органогенных построек, в том числе барьерных рифов доломито-известнякового состава, появление онколитовых песков, микритизация	Развитие тонкозернистых и строматолитовых доломитов на эпиконтинентальных шельфах, распространение биокластитов, обломков онколито-оолитового состава, микритизация	Известняково-глинистый флиш, глыбы доломито-известняковых пород	Тонкозернистые известняки?
Ранний протерозой — архей	Доломито-известковые осадки, появление строматолитовых построек	Известковые осадки, появление биокластитов с водорослевой структурой	?	?

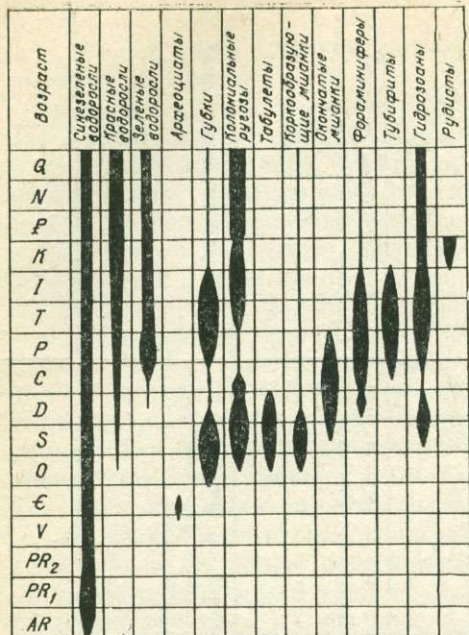


Рис. 24. Схема распределения главных групп организмов в органогенных постройках [519, с дополнениями].

метрией. Здесь же встречаются остатки трилобитов, брахиопод, моллюсков и других организмов. Первые органогенные постройки появляются во внеплатформенных областях.

Заметно изменяется характер карбонатной седиментации на шельфе, где преобладают известковые илы, сложенные преимущественно биокластическим материалом. Доломитообразование смещается в области внутриконтинентальных морей и ассоциируется с процессами глубоководной соляной седиментации.

На континентальном склоне широко распространен карбонатный флиш, с осадками которого

связаны редкие находки обломков скелетов трилобитов и других организмов. Часть материала органического происхождения попадает также в тонкозернистые пелагические известняки.

Близкий характер карбонатакопления свойствен и следующему этапу (средний ордовик — карбон). Отличия состоят в том, что в прибрежных зонах геосинклинальных областей широко развиты барьерные рифы, появляются атоллы, а среди прибрежных и шельфовых биокластических осадков на всей акватории морей и океанов возрастает разнообразие органических остатков. Для зоны континентального склона обычны карбонатные брекчии и другие обломочные породы, переместившиеся из области внешнего шельфа.

В следующем этапе (пермь — юра) сокращается разнообразие организмов рифостроителей и наблюдается затухание процесса доломитообразования в прибрежных и шельфовых зонах. В более глубоководных зонах в процессе карбонатакопления участвуют остатки нанопланктона и фораминифер; на континентальном склоне они присутствуют в карбонатном флише, а в пелагальной зоне — в биогенно-обломочных известковых илах. Этап, охватывающий мел и палеоген, характеризуется резким возрастанием роли нанопланктона и фораминифер в составе шельфовых и более глубоководных осадков. В это время широко развиты меловые илы, формирующие мощные толщи в глубоководных частях шельфа внутриконтинентальных морей, а также в пелагической зоне океана.

Начиная с конца палеогена морское карбонатакопление по характеру приближается к современному типу, отличающемуся почти полным исчезновением доломитовых (протодолмитовых) илов, преобладанием накопления осадков биогенного и биокластического материала, смещением рифообразования в глубоководные области морей и океанов и т. д.

Морское сульфато-соляное осадконакопление

Различаются две группы морских сульфато-соляных осадков: прибрежные или собственно эвапориты и глубоководные. Осадки первого типа, как было показано выше, распространены в слабометаморфизованных толщах раннего докембрия и представлены доломитами, доломитами и терригенными породами, содержащими псевдоморфозы по кристаллам галита и сульфатам кальция. Они более многочисленны в позднекемб-

рийских отложениях, а в разновозрастных толщах Восточной Сибири, Канады и Австралии встречаются линзы и прослои сульфатных пород, залегающие среди прибрежно-морских доломитов, а местами пропластки и отдельные слои каменной соли [271].

Во всех отмеченных случаях карбонатные и терригенные породы, содержащие доломит, сульфаты и хлориды или их псевдоморфозы, рассматриваются как прибрежные, мелководные осадки, образовавшиеся путем испарения морской воды в неглубоких водоемах, т. е. они относятся к эвапоритам в полном смысле этого термина. Условия их образования отличались от обстановки формирования органогенных и тонкозернистых доломитов, распространенных в конце раннего протерозоя на обширных территориях древних платформ и отчасти геосинклинальных областей, которые рассматриваются как осадки шельфа или открытого моря [150 и др.].

Вышеприведенные сведения о распространении доломитов, сульфатов и хлоридов свидетельствуют о следующем. Если исключить спорные примеры распространения сульфато-соляных пород в раннем докембрии, полученных путем реконструкции глубокометаморфизованных пород, то все известные разрезы докембрия содержат незначительное количество эвапоритовых образований. Можно предположить, что эвапоритовый процесс существовал в прибрежных частях морских бассейнов, но для его развития в течение большей части докембрия не было благоприятных условий. Только в рифее, а еще в большей степени в слоях, переходных к кембрию, появляются заметные скопления сульфатных и соляных минералов.

Причинами, тормозящими эвапоритовый процесс в докембрии, могли быть только физико-химические условия: термобарический режим, баланс влажности, солевой и газовый состав морских вод и т. д. По физико-химическим условиям, скорее всего, выделяются два этапа эвапоритового процесса в докембрии. Для самого раннего, охватывающего архей и ранний протерозой (или часть его), обстановка накопления эвапоритов была наиболее неблагоприятная. Она определялась высокими температурами и давлением, быстрым обменом влагой между водами бассейна и атмосферой, вероятно, общей низкой соленостью, которая отличалась невысокими содержаниями ионов хлора и сульфата [152]. Эвапориты представлены доломитами, содержащими кристаллы сульфатных и хлоридных минералов (преимущественно сульфата кальция). Характерной особенностью в их распространении является приуроченность эвапоритовых минералов не только к карбонатным (доломитовым) породам, но и к терригенным. Это обстоятельство еще раз подчеркивает спорадический характер в образовании эвапоритовых минералов, приуроченность процессов интенсивного испарения к прибрежным, мелким водоемам гомологов тропической зоны, граничащей на суше с прасаванными и пражупотропическими зонами.

Солевой состав и термобарические условия в позднем докембрии изменялись путем повышения содержания в морской воде сульфат- и хлоридов, а также понижения температуры и давления в приповерхностных обстановках. В это время имеет место дифференциация доломитообразования на две ветви: прибрежную и открытоморскую. В прибрежной зоне оолитовые, онколитовые и органогенные доломиты ассоциируются с линзами сульфатов. Отдельные зерна ангидрита иногда встречаются внутри оолитов, как это наблюдается, например, в старореченской свите на западном склоне Анабарского массива в Восточной Сибири. Такие находки подтверждают седиментационное происхождение сульфатов, с одной стороны, и высокие температуры (более 30°C) в зоне осадконакопления — с другой.

В фанерозое прибрежный эвапоритовый процесс, видимо, развивался путем усложнения состава сульфато-соляных осадков, появления уже в кембрии минерально-структурных скоплений типа сабкхи и т. д. Эвапориты стали обычными образованиями, занимающими соответствующие

морфологические формы морских побережий тропических и субтропических областей. В ордовике можно ожидать в связи с похолоданием возникновение эвапоритов в прибрежно-морских условиях гомологов бо-реальных, нотальных и полярных поясов.

Крупные и крупнейшие скопления сульфато-соляных осадков появляются в конце позднего докембрия — начале фанерозоя. Фактический материал по составу и строению большинства сульфатных и соляных толщ показывает, что условия их формирования не могут быть объяснены ни испарением огромных масс морской воды в изолированных или полу-изолированных водоемах, ни последовательным выпадением при тех же условиях различных компонентов в серии соединяющихся и промежуточных бассейнов. Как правило, крупные скопления солей выполняют центральные, наиболее глубоководные части бассейнов, окаймляясь зонами развития карбонатных и сульфатных пород. В солях обычно отсутствуют структуры и текстуры, свидетельствующие о мелководных условиях седиментации. Эти осадки бедны терригенным материалом, засоряющим прибрежно-морские эвапориты. В наиболее молодых соляных толщах присутствуют остатки глубоководной и открытоморской фауны. Эти и другие факты — причина появления гипотез о глубоководных условиях накопления мощных фанерозойских соляных толщ [387, 404, 406].

Л. Л. Слосс [301] предполагает, что глубоководные соли формировались в периоды максимального погружения дна бассейна при некомпенсированном типе седиментации. Образующиеся в результате испарения вдоль побережий плотные рассолы перемещаются по наклонному дну в центральные участки депрессии, сохраняясь здесь благодаря устойчивому «пикноклину». Соленые воды существуют, пока имеется пикноклин и пока бассейн не заполнится до уровня, выше которого будет происходить их отток. Наиболее приемлемой моделью механизма осаждения солей из рассола, видимо, следует признать ту, при которой в бассейне с расслоенными солеными водами ветры, дующие над поверхностью водоема, собирают менее соленые воды с подветренной стороны. В результате этого «пикноклин» приобретает наклонное положение. Более соленые воды в этом случае при выходе на поверхность подвергаются испарению. Экспериментальное воспроизводство этой системы подтвердило необходимость обнажения слоя более соленых вод для осаждения галита, причем процесс солеобразования происходит как на обнаженной поверхности, так и на дне. Данная система интересна в том отношении, что она не требует постоянного сохранения аридного климата над поверхностью бассейна, испарения огромных масс морской воды и допускает возможность одновременного соосаждения различных компонентов сульфато-соляных толщ в различных частях водоема.

Эксперименты О. Раупа [276] по осаждению сульфата кальция и галита путем смешения растворов разной солености показали, что: 1) выпадение солей в осадок в принципе может происходить в морском бассейне при смешении рассолов разного состава и удельной плотности; 2) соли осаждаются из рассолов, недосыщенных для данного соединения; 3) в разных частях бассейна могут осаждаться соли, отвечающие разным стадиям эвапоритового цикла. Эксперименты Р. Артерона [421] доказывают, что осаждение галита может быть вызвано также понижением температуры раствора, насыщенного хлоридом натрия.

Анализ минерального состава соляных толщ разного возраста показал, что различаются два возрастных уровня: кембрийский — карбоновый и пермский — кайнозойский, для каждого из которых характерны свои особенности состава [189, 254]. В первом из них отмечается отсутствие среди конечных продуктов кристаллизации легкорастворимых сульфатов магния, что может свидетельствовать или о потере сульфат-иона до фазы выпадения галита, или о более низких его содержаниях в морской воде рассматриваемого времени.

Для первого варианта разработаны гипотезы, предусматривающие выпадение сульфатных соединений в промежуточных бассейнах, а также

метаморфизацию морской воды под влиянием жидкого или твердого стока речных вод [346 и др.]. Пересчеты этих вариантов показывают, что в случае существования промежуточных бассейнов их поверхности должны превышать площадь солеродного бассейна в 30 раз [190]. Если кембрийский усольский горизонт Иркутского бассейна занимает около 0,5 млн. км², то резервуары для осаждения избытка сульфата должны были охватывать всю акваторию Северного Ледовитого океана. Согласно этой гипотезе, желательна стабильное сохранение строгого гидрохимического режима и определенных пространственных связей в течение многих миллионов лет.

Метаморфизация растворов компонентами речного стока допускается путем влияния на них растворенного бикарбоната кальция и взвешенного глинистого вещества. Расчеты первого варианта показывают, что для обеспечения метаморфизации морских вод, необходимых для обессульфачивания рассола бассейна усольского времени, потребовалось бы ежегодно вливать около 40 тыс. км³ речных вод, что превышает общий объем мирового речного стока. Расчеты, проведенные Ю. Ф. Коренновым [190] для варианта метаморфизации морских вод в результате катионного обмена между рассолом и глинистой взвесью в речной воде, дали цифры, несоизмеримые с геологической обстановкой накопления солей (площади подготовительных, промежуточных бассейнов должны в 240 раз превышать площадь солеродного бассейна).

Все вышесказанное оставляет только одно объяснение для формирования бессульфатных соляных толщ — пониженное содержание сульфат-иона в морской воде кембрийско-карбонového времени. Этот вывод подтверждается отсутствием или слабым распространением сульфат-иона в реликтовых растворах газовой-жидких включений кремнистых и соляных минералов в докембрийских и нижнепалеозойских осадочных отложениях.

Вопрос об источниках минералообразующих элементов, составляющих сульфатные и соляные породы, решается пока в самом общем виде. Несомненно, что глубокие сферы Земли поставляют в воды Мирового океана хлор, кальций и магний. Континентальный сток является источником основных объемов натрия, части магния и кальция. Не исключено, что существует неоднократное переотложение термальными водами сульфатных и хлоридных растворов из литосферы в область седиментации.

Заканчивая обзор трехмерных моделей, следует подчеркнуть, что во всех рассмотренных примерах наблюдается как развитие самого осадочного процесса во времени, так и направленная смена типов осадков (пород), отражающая изменение процесса. Аналогичные примеры можно привести и для других групп пород (фосфориты, марганцевые, медные руды и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии показано, что современное развитие седиментологии базируется на решении трех основных, взаимосвязанных проблем: методологии, реконструкции параметров главных факторов седиментогенеза и разработке теоретических принципов на основе системного подхода.

Первая проблема включает последовательное использование исторического метода при ретроспективных построениях. В качестве основного рабочего инструмента для такого рода построений предлагается впервые разработанный сравнительно-седиментологический метод, объединяющий анализ тождества и различия свойств современных и древних осадков с широким использованием экспериментальных данных и термодинамических расчетов.

Решение второй проблемы тесно связано с анализом материалов сравнительной планетологии, новейших достижений кристаллохимии осадочных минералов, изотопного анализа, волюмометрического метода, экспериментов в области химии и физики осадочных образований, термодинамических расчетов, а также увязкой полученных данных с геологическими и палеонтологическими построениями. В комплексности подхода и взаимопроверяемости выводов заложена достоверность реконструкции параметров того или иного фактора (атмосферы, гидросферы, тектоники, биосферы и др.).

Третья проблема, — с одной стороны, синтез методологических исследований и результатов восстановления параметров ведущих факторов седиментогенеза, а с другой — разработка принципов типизации составных частей осадка (осадочной породы) и элементов условий их формирования.

Впервые последовательно в генетическом плане изучена гетерогенность природного осадка, причем в качестве основных седиментационных компонентов проанализирована роль автохтонных и аллохтонных ингредиентов, которые рассматриваются как продукты взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Среды и источники подразделяются по признакам масштабности распространения и участия в процессе рождения осадка. Их комбинации определяют седиментационную обстановку, продуктами которой являются слои и простейшие многослои — седиментационные генотипы. Обстановки отнесены к одномерным моделям.

Объемные сочетания седиментационных обстановок определяются как бассейны седиментации, а комбинации генотипов составляют генетические комплексы и ассоциации, композиция, распространение и мощности которых контролируются тектоническим режимом. Седиментационные бассейны, таким образом, представляют собой двумерные модели (обстановки и тектоника).

Системы разновозрастных или близких по возрасту седиментационных бассейнов объединяются в область осадконакопления, занимающую поверхность Земли или ее значительную часть, названную седиментосферой для современных условий и стратисферой для прошлых эпох. Общая модель седиментосферы (куда входят ее ископаемые гомологи) состоит из набора возрастных срезов осадочных пород, в течение которых изменялись условия осадконакопления. Учет геологического времени в этой

модели делает ее трехмерной. Такие трехмерные модели создаются также для отдельных групп осадочных пород или полезных ископаемых, близких по петрографо-минералогическому составу (бокситы, известняки, фосфориты и т. д.).

Данная система построения седиментационной теории отличается от ранее предложенных принципиально иным подходом, а именно: дифференциацией компонентов осадка и условий его образования на элементарные составляющие и синтезом этих признаков при восстановлении седиментационных обстановок и бассейнов. Четкая связь между автохтонными и аллохтонными частями осадка, с одной стороны, ландшафтно-климатическими и ландшафтно-динамическими зонами, а также источниками осадочного материала — с другой, позволяет существенно уточнить условия образования природных осадков, выявить основные типы седиментационных обстановок и бассейнов, показать их развитие в истории Земли.

Таким образом, предлагаемый новый подход, несмотря на некоторое усложнение принципов типизации и построения моделей, открывает более широкие возможности для седиментационных реконструкций, дает более совершенную трактовку условий формирования разновозрастных осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Выявление деталей различия развивающегося во времени осадочного процесса свидетельствует о перспективности предлагаемого подхода. Его развитие рисуется в плане уточнения представлений о средах седиментации и источниках осадочного материала, выявления новых автохтонных и аллохтонных индикаторов, более детальной систематизации седиментационных обстановок и бассейнов, разработки критериев для построения моделей разного ранга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А., Чолпанкулов Т. И., Лелин Ю. И. и др. Эволюция палеозойского вулканизма Центрального Казахстана.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 63—65.
2. Абрамов В. П., Волочаев Ф. Я., Кудьяров И. С., Петренко В. И. Генезис бокситов Среднего Тимана.— Сов. геология, 1976, № 11, с. 111—119.
3. Азгиревич Л. Ф., Палер Л. М., Савченко Н. А. Состав и строение железисто-каолинитовой угленосно-бокситоносной формации.— Докл. АН БССР, 1976, т. 20, № 1, с. 62—65.
4. Акаемов С. Т., Хожашов Н. П. О прибрежно-морских бокситах в Белогорском районе Курской аномалии.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 433—435.
5. Акульшина Е. П., Иванова А. В., Казанский Ю. П., Маслов В. К. Физико-химические особенности бокситообразования в верхнем докембрии Сибири.— В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС, 1976, с. 46—50.
6. Алекин О. А. Химия океана. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 248 с.
7. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 444 с.
8. Ананьев А. Р. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской области. Томск: Изд-во ТГУ, 1959. 99 с.
9. Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
10. Антипов-Каратаев И. Н., Цюрупа И. Г., Алферова В. А. Закономерности биохимического разложения альбита и мусковита. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 7. Л.: Наука, 1966, с. 53—88.
11. Аракелян Р. А., Нисаниян Г. Б., Петросов И. Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего и верхнего карбона Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о земле, 1976, т. 29, № 5, с. 21—30.
12. Арипова Х., Каржаув Т. К. Известковые и известково-гипсовые фитоморфозы в барханных песках Кызылкумов.— Докл. АН УзССР, 1977, № 10, с. 45—47.
13. Афанасьева И. М. О вулканогенно-осадочной толще верхнего эоцена дуклянской зоны Советских Карпат.— Геол. ж., 1978, т. 38, № 3, с. 72—77.
14. Бакиров С. Б. Палеогеографические условия соленакопления в Чуйской впадине в пермский период.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 146—152.
15. Баталин В. П., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Наука, 1973. 205 с.
16. Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 358 с.
17. Башарина Л. А. Вулканические газы на разных стадиях активности вулканов.— Тр. лабор. вулканологии, 1961, вып. 19, с. 69—79.
18. Бгатов В. И. Кислород земной атмосферы.— Тр. СНИИГГиМС, 1976, вып. 218, с. 3—23.
19. Бгатов В. И., Ван А. В. Свет — фактор выветривания.— В кн.: Коры выветривания и бокситы. Алма-Ата: изд. КазИМС, 1981, с. 97—98.
20. Бекасова Н. Б., Мирская Д. Д., Пушкин Г. Ю. Опыт выделения эволюции процессов корообразования в среднем протерозое Кольского полуострова.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975, с. 25—28.
21. Белов Н. А., Лапина Н. И. Донные отложения Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 150 с.
22. Белькова Л. И., Огнев В. П. Докембрийские коры выветривания в Средней Азии.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: изд. ВИЭМС, 1975, с. 101—103.
23. Бент О. И., Михеев Е. И. О следах латеритного выветривания в верхнем девоне Центрального Казахстана.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5, с. 135—140.
24. Берг Л. С. Физико-географические (лавадафтные) зоны СССР. Ч. 1. 2-е изд. Л.: Изд-во ЛГУ, 1936. 427 с.
25. Бергман И. А., Савинова Е. П. К геохимии фосфора и бора в породах криворожской серии в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций.— Геохимия, 1978, № 8, с. 1188—1197.

26. **Беесонова В. Я.** Красноцветные формации рифей западной части Русской плиты. — В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 6—7.
27. **Бегехтина О. А.** Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским дугам. Новосибирск: Наука, 1974. 179 с.
28. **Бобриковский А. В.** Трансформация глинистых минералов в почвах Колхидской низменности в процессе заболачивания. — Сообщ. ГрузССР, 1976, т. 81, № 2, с. 397—400.
29. **Богданов Д. В.** Карта природных зон океана. — Океанология, 1961, № 5, с. 941—944.
30. **Борзон И. П., Борзон В. Е.** Эволюция вулканизма и его роль в формировании древних структур архей — нижнего протерозоя на территории Белоруссии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 47—48.
31. **Боуэн Р.** Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
32. **Брайч О.** Температуры образования эвапоритов. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 309—321.
33. **Бровков Г. Н., Корнев Г. Я., Пилипенко В. Н.** Некоторые особенности вулканогенно-осадочных формаций позднего докембрия и раннего палеозоя восточных районов Саяно-Алтайской области и Енисейского кряжа. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 41—42.
34. **Бровков Г. Н., Соколова М. Ф.** Палеозойские коры выветривания в Западном Саяне и их геологическое значение. — В кн.: Материалы Красноярского отделения Всесоюзного минералогического общества АН СССР. Вып. 2. Красноярск, 1974, с. 67—81.
35. **Бродская Н. Г.** Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское море — озеро. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 237—282.
36. **Брукс К.** Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952. 358 с.
37. **Булл У.** Выявление в стратиграфическом разрезе отложений пролювиальных конусов выноса. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 87—109.
38. **Бутузова Г. Ю.** Карбонаты в донных отложениях Черного моря. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 3, с. 18—26.
39. **Бухаров А. А.** Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 35—37.
40. **Бушинский Г. И.** Условия накопления сидеритов, виванитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. — Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1946, т. 21(3), с. 68—80.
41. **Валетон И.** Бокситы. М.: Мир, 1974. 215 с.
42. **Вальтер Г.** Растительность земного шара (эколого-физиологическая характеристика). М.: Прогресс, 1968. 551 с.
43. **Валышко М. Г.** Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 365 с.
44. **Ван А. В., Колодезников К. Е.** Минералогические типы туфов в среднепалеозойских отложениях запада Вильюйской синеклизы. — Литология и полезные ископаемые, 1979, № 1, с. 99—111.
45. **Вассоевич Н. Б.** Крупнообломочные породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л.: Гостоптехиздат, 1958, с. 15—76.
46. **Вахромеев В. А.** Ботанико-географическая зональность в геологическом прошлом Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970, с. 332—341.
47. **Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.** Эоловые песчаники мелового возраста в Фергане. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 5, с. 128—135.
48. **Вийдинг Х. А.** Метеорная пыль в пизах кембрийских песчаников Эстонии. — Метеоритика, 1965, вып. XXIV, с. 132—139.
49. **Вийдинг Х., Гайгалас А., Гуделис В.** Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1971. 84 с.
50. **Виноградов А. П.** Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 5—22.
51. **Виноградов А. П.** Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
52. **Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б.** Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алдаского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. — Литология и полезные ископаемые, 1976, № 4, с. 12—27.
53. **Вишер Г.** Физическая характеристика аллювиальных отложений. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1979, с. 111—128.
54. **Владовец В. И.** Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИВ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 134—145.
55. **Вовк П. Ф., Литовчак А. В.** О влиянии радиоактивных излучений на взаимодействие горных пород и минералов с водой. — В кн.: Радиоактивные элементы горных пород. Новосибирск: Наука, 1975, с. 171—177.
56. **Волков В. В.** Некоторые общие закономерности размещения нижнепалеозойских вулканогенных формаций и особенности их состава. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 51—52.

57. Волкова В. С., Баранова Ю. П. Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии.— Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 43—52.
58. Воробьев Г. А., Коробейникова Л. А. Ландшафтные типы осадконакопления в озерах Вологодской области.— В кн.: Природные условия и ресурсы Севера европейской части СССР. Вологда: изд. ВПИ, 1975, с. 78—89.
59. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.
60. Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— Сов. геология, 1968, № 9, с. 14—32.
61. Вржосек Л. А., Игнатова В. Ф., Тихонова В. И. О восстановительных условиях и аутигенном минералообразовании в Татарском проливе.— В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978, с. 42—43.
62. Выхристюк Л. А. Аморфный кремнезем в донных осадках Байкала.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 1, с. 43—51.
63. Галдобина Л. П., Горлов В. И. Литология и условия образования шунгитсодержащих толщ докембрия Карелии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Изд-во МЛК АН СССР, 1973, с. 282—286.
64. Галимов Э. М., Кузнецов Н. Г., Прохоров В. С. К вопросу о составе древнейшей атмосферы Земли в связи с результатами изотопного анализа углерода докембрийских карбонатов.— Геохимия, 1968, № 11, с. 1376—1381.
65. Гарецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 443 с.
66. Гаррелс Р. М., Перри Е. А., Маккензи Ф. Т. Образование докембрийских железорудных формаций и эволюция атмосферного кислорода.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975, с. 349—357.
67. Гвоздик Н. И. Кварцитовые толщи верхнего протерозоя Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Геология, 1978, № 3, с. 105—107.
68. Гелеца Г. Г., Растегин А. А. Геохимические особенности кремнистых пород рифей северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 123—143.
69. Генералов П. П., Гурский А. В., Костюк Б. Ф. О древних корях выветривания и бокситоносности восточного склона Приполярного Урала.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1967, с. 75—79.
70. Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. 385 с.
71. Гершойг Ю. Г. Признаки и особенности роговиков и джезилитов Кривого Рога.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969, с. 207—215.
72. Гиммельфарб Г. Б. Эволюция карбонатакопления в докембрии Алданского щита.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974, с. 36—42.
73. Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. Минер. геохим., 1947, вып. 31, с. 192.
74. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101.
75. Глазовская М. А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 232 с.
76. Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии Байкальской горной области. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1976. 144 с.
77. Голубев А. И., Робокон В. И., Рыбаков С. И. и др. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 43—45.
78. Голубовская Т. Н., Патрунов Д. К. Современное карбонатакопление.— В кн.: Общая геология. Итоги науки и техники. Т. 7. М.: изд. ВИНТИ, 1976. 100 с.
79. Гончарова И. А., Страдомская А. Г., Хоменко А. Н. Органические кислоты в некоторых природных водах Советского Союза.— В кн.: Гидрохимические материалы. Т. XVI. Л.: Гидрометеозидат, 1968, с. 110—130.
80. Горбачев Б. Ф. Аллиты в отложениях верхнего живета Пермского Прикамья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 5, с. 67—73.
81. Горбачев Б. Ф. К вопросу о возможном влиянии космических факторов на формирование мощных кор выветривания.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 16. М.: Наука, 1978, с. 3—8.
82. Гордеев В. В., Демина Л. Л. Прямые наблюдения над гидротермами на дне Тихого океана (Галапогосская активная зона, депрессия Хесса).— Геохимия, 1979, № 6, с. 902—917.
83. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М.: Гостеолтехиздат, 1960. 256 с.
84. Горьковец В. Я. О терригенной флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: изд. Карел. филиала АН СССР, 1977, с. 14—15.

85. Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 147 с.
86. Гостин В. А. Пермские ледниковые отложения одного из районов Австралии.— Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1969, т. 44, № 3, с. 149.
87. Градусов В. П. Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1164—1168.
88. Градусов В. П. К географии профилей глинистого материала современного континентального блока.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2, с. 422—425.
89. Грим Р. Е. Минералогия глин. М.: ИЛ, 1956. 452 с.
90. Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 8—14.
91. Гроховский Л. М. О современном соленакоплении в аридных зонах СССР.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 214—225.
92. Груза В. В. Методологические проблемы геологии. Л.: Недра, 1977. 180 с.
93. Груздева М. П. Литологические особенности отложений верхнего ордовика на Таскольском рудопроявлении бокситов.— В кн.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Вып. 3. Алма-Ата: изд. КазИМС, 1975, с. 162—175.
94. Гуляницкий Ю. А., Плякин А. М., Пачуковский В. М. Бокситоносность девонизнекаменноугольных отложений Тимана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 106—111.
95. Гущенко И. И. Пещлы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
96. Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.
97. Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П., Катаева В. П. О влиянии организмов на состав морской воды.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974, с. 187—193.
98. Дагис А. С. Триасовые брахиоподы (морфология, система, филогения, стратиграфическое значение и биогеография). Новосибирск: Наука, 1974. 387 с.
99. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: ИЛ, 1962. 364 с.
100. Девонская система. Сер. Стратиграфия СССР. Т. 2. М.: Недра, 1973. 374 с.
101. Денисова Л. Д. Литолого-геохимическая характеристика древних кор выветривания хребта Малого Хингана.— В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1967, с. 150—154.
102. Дзенис-Литовский А. И. Проблема Кара-Богаз-Гола.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 88—96.
103. Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 238 с.
104. Добровольский В. В. Новообразованные минералы как показатели современных процессов почвообразования.— В кн.: Рефераты докладов совещания по проблемам гипергенеза. М.: изд. ИГЕМ АН СССР, 1973, с. 46—47.
105. Добродеев О. П. Особенности древнего выветривания изверженных пород гор Южной Сибири.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 8. М.: Наука, 1967, с. 167—177.
106. Додатко А. Д. Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы (на примере Криворожья).— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1411—1414.
107. Додатко А. Д. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Украинского щита.— В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980, с. 256—268.
108. Додатко А. Д., Виноградов Г. Г. Новые данные о кембрийской коре выветривания.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 116—117.
109. Додатко А. Д., Кухарева Н. И., Семергеева Е. А. Новые данные о древней метаморфизованной коре выветривания магматических пород Саксаганского Кривбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 126—137.
110. Додевонские коры выветривания/Ред. С. В. Левченко. М.: Наука, 1969. 217 с.
111. Докембрийские диаспоровые бокситы/Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Зайцев Н. С., Боярху Ж. Новосибирск: Наука, 1981. 98 с.
112. Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск: Наука, 1966, с. 173—181.
113. Дымкин В. А. Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуй).— В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 55—72.
114. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв (опыт изучения динамики почвообразования). М.: Прогресс, 1970. 591 с.
115. Евтушенко В. М. Условия формирования отложений доманикового типа кембрии Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 8—15.
116. Еганов Э. А., Советов Д. К. Каратау — модель региона фосфатонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
117. Егоров А. И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов: Изд-во РГУ, 1960. 182 с.

118. Елисеев В. И. Закономерности образования пролувия. М., Недра, 1978. 231 с.
119. Емельянов Е. М. Основные типы современных донных осадков Средиземного моря, их минералогия и геохимия.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 29—46.
120. Емельянов Е. М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана и черты его зональности.— Автореф. докт. дис. М., 1979. 37 с.
121. Емельянов Е. М., Мусса А. А., Митропольский А. Ю. Минералогический и химический состав аллювия р. Нила.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4, с. 134—139.
122. Еременко Г. К., Полканов Ю. А., Витриченко Э. А. Космогенное вещество в россыпях.— В кн.: Древние и погребенные россыпи. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1977, с. 68—76.
123. Ефремов И. А. Тафономия и геологическая летопись. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 178 с.
124. Еханян Г. М. Коры выветривания верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Континентальные перемены и коры выветривания Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974, с. 130—132.
125. Жеребцова И. К. К вопросу о континентальном галогенезе.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 124—128.
126. Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 301—320.
127. Журавлева И. Т. Сахайская органогенная полоса.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 128—154.
128. Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Наука, 1969. 160 с.
129. Занин Ю. Н. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск: Наука, 1970. 213 с.
130. Запрометов В. Ю., Шевченко О. Д. О двух типах палеозойских бокситов южного Тянь-Шаня.— В кн.: Труды ТГУ. Вып. 496. Ташкент, 1976, с. 96—98.
131. Захаров В. А. Бухниды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.
132. Захаров Л. А. Особенности современного осадкообразования на шельфе Южной Америки между устьями Амазонки и Ориноко.— В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975, с. 187—191.
133. Заузолков В. Ф. О месте актуализма в науке об осадочных породах.— Геология и разведка, 1964, № 11, с. 8—17.
134. Зеленев И. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
135. Зубковская Е. П. Минералогия бокситов юго-запада Московской синеклизы.— Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1974, т. 49, № 6, с. 135.
136. Иванов А. Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 569 с.
137. Ивановская А. В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1967. 169 с.
138. Игуменцев С. П., Мигович И. М., Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. Палеозойская и позднемеловая эпохи кремнеаккумуляции в восточной части Карякского нагорья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1977, с. 105—109.
139. Ильинская Х. Г., Дубакина Л. С. Цеолитосодержащие бокситовые породы Северо-Онежского района.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 180—182.
140. Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977. 215 с.
141. Казаков Г. А. Исследования пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород.— В кн.: Химия земной коры. Вып. 2. М.: Наука, 1964, с. 539—555.
142. Казанский Ю. П. О типе косой слоистости, выраженной слойками естественного шлиха.— Тр. Горно-геолог. института ЗСФ АН СССР, 1953, вып. 13, с. 41—44.
143. Казанский Ю. П. К литологии мезозойских отложений Итатского района.— Тр. ТГУ, 1960, т. 146, с. 132—137.
144. Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963. 353 с.
145. Казанский Ю. П. Еще раз об осадочных формациях.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5, с. 115—118.
146. Казанский Ю. П. Состав и происхождение дашкинской свиты (Енисейский край).— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3, с. 114—124.
147. Казанский Ю. П. Термальные воды как источник кремнезема в зоне осадконакопления.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1969, с. 40—43.
148. Казанский Ю. П. Об изменении характера морского карбонатакопления в истории Земли.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 148—183.
149. Казанский Ю. П. Автохтонные компоненты континентальных осадков как критерии для расшифровки происхождения осадочных толщ.— В кн.: Литолого-

- геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 5—17.
150. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
 151. Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод.— Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 56—66.
 152. Казанский Ю. П. О физико-химических свойствах сред седиментации докембрийских железистых кварцитов.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 15—22.
 153. Казанский Ю. П. Замечания к статье В. И. Виноградова, Т. О. Реймера, А. М. Лейтеса и С. Б. Смелова «Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли». — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1, с. 169—172.
 154. Казанский Ю. П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1979, с. 100—103.
 155. Казанский Ю. П., Донцова Е. П. О генезисе конседиментационных кварцевых и халцедоновых тел по данным изотопии кислорода.— Геохимия, 1975, № 11, с. 1676—1683.
 156. Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер.— Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 39—42.
 157. Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. О составе древних атмосфер по данным изучения газовых включений кварцевых пород.— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 5—12.
 158. Казанский Ю. П., Любушко Г. И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки современного и древнего доломитобразования.— В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 140—147.
 159. Казаринов В. П. Наши разногласия.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5, с. 87—95.
 160. Казаринов В. П. Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, с. 4—15.
 161. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М.: Географиздат, 1969. 551 с.
 162. Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1, с. 3—22.
 163. Калугин А. С. Формации полосатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова думка, 1969, с. 89—105.
 164. Калугин А. С. Атлас тектур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 176 с.
 165. Каплан М. Е., Меледина С. В., Шурыгин Б. Н. Келловейские моря Северной Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 78 с.
 166. Карбонатные породы/Ред. Дж. Чилингар, Г. Бисселл, Р. Фрейбридж. М.: Мир, 1970. 395 с.
 167. Карпова Г. В., Шевакова Э. П. Вулканогенный материал в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях Большого Донбасса.— В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 123—137.
 168. Карякин А. С. Докембрийские коры выветривания.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975, с. 129—134.
 169. Кац Н. Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.
 170. Кашик С. А., Карпов И. К. Влияние парциального давления углекислого газа в атмосфере на состав продуктов выветривания.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 173—176.
 171. Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 83—195.
 172. Келлер В. Д., Хуанг В. Х. Изменение некоторых земных и лунных силикатных минералов и пород при воздействии разбавленных растворов органических кислот.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. Осадочные процессы. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1973, с. 201—220.
 173. Кембрийская система. Сер. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1965. 596 с.
 174. Киреев Ф. А. Латеритные коры выветривания Северо-Онежского бокситовосного района.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 112—123.
 175. Ключина М. Л. Литологические особенности маньинской свиты в бассейне рек Вангыр и Большой Поток (Приполярный Урал).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 11, с. 69—74.
 176. Ключина М. А. Литологические особенности карбонатных отложений позднего рифея и венда Урала.— Ежегодник 1977. Информационные материалы. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1978, с. 21—23.
 177. Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л. Фосфор в болотной среде. Минск: Наука и техника, 1976. 141 с.
 178. Ковда В. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Ч. I. 447 с.; ч. II. 448 с.
 179. Ковда В. А., Градусов Б. П., Быстрицкая Т. Л. Особенности глинистых минералов

- почв Восточно-Африканского рифта.— В кн.: Аридные почвы, их генезис, геохимия и использование. М.: Наука, 1977, с. 148—164.
180. **Колпиков Н. П.** К вопросу о терригенно-минералогических фациях.— Изв. вузов. Сер. нефти и газа, 1959, № 3, с. 5—10.
 181. **Кольцов А. Б.** О глинистых минералах в озерных сапропелях.— Вестн. ЛГУ, 1978, № 18, с. 73—77.
 182. **Коллон М. Н.** О древнейшей коре выветривания в кембрии южной части Сибирской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 44, с. 21—28.
 183. **Кондаков Л. К., Муши Д. М.** О проблеме происхождения соляных месторождений района оз. Натрон (Танзания).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 111—124.
 184. **Кондаков Н. И.** Логический словарь. М.: Наука, 1971. 638 с.
 185. **Кониов А. З., Шалек Е. А.** Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья.— В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.— Таллин: изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 118—119.
 186. **Кониов Л. П.** О бокситоносности палеозойских отложений Средней Азии.— В кн.: Закономерности образования и размещения полезных ископаемых. Ташкент, 1974, с. 9—17.
 187. **Константиновский А. А., Прокопчук Б. И.** Среднедевонская кварцево-песчаная формация восточной окраины Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 119—130.
 188. **Копелович А. В.** Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: т. 78, Наука, 1965. 312 с.
 189. **Кореннов Ю. Ф.** Об эволюции химического состава вод океана в палеозое.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1974, т. 78, № 6, с. 141.
 190. **Кореннов Ю. Ф.** Оценка роли континентального стока в метаморфизации рапы древних солеродных бассейнов.— В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС, 1976, с. 7—13.
 191. **Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа**/Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовский И. Т., Ульмишек Г. Ф. 2-е изд. М.: Недра, 1976. 296 с.
 192. **Коссовская А. Г.** Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 206 с.
 193. **Кошкин В. Я.** Тектогенез и эволюция вулканизма Центрально-Южного Казахстана.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 63—68.
 194. **Красиенко С. С.** Климатические условия накопления верхнемезозойских терригенных формаций Забайкалья.— В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 115—122.
 195. **Кратц К. О.** Об униформитаризме и основном принципе в геологии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975, с. 20—23.
 196. **Крашенинников Г. Ф.** Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 367 с.
 197. **Кренделев Ф. П.** Изменение силы тяжести в геологическом прошлом Земли по результатам изучения химического состава костей позвоночных.— Геол. и геофиз., 1977, № 9, с. 154—158.
 198. **Крештанова В. Н.** Основные закономерности концентрации макро- и микроэлементов в торфяных залежах европейской части РСФСР.— В кн.: Ландшафтно-геохимические исследования. М.: Наука, 1973, с. 16—18.
 199. **Криштафович А. Н.** Палеоботаника. Л.: Гостехиздат, 1957. 650 с.
 200. **Кудряшев А. И., Чернышев Н. И.** О роли золотого осадконакопления в формировании пермских пород Приуралья.— Ученые записки Пермского ун-та, 1976, № 318, с. 84—88.
 201. **Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н.** Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 239 с.
 202. **Кулиш Е. А.** Конгломераты низов пенгрейской серии Алданского архея.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 4, с. 933—935.
 203. **Кулямин Л. Н.** Косая слоистость и фация оболочных слоев Прибалтики.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 130—138.
 204. **Курносов В. Б., Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. и др.** Морфологически необычные монтмориллониты в продуктах подводного выветривания палагонизированного стекла.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 985—986.
 205. **Лаврушин Ю. А.** Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 123—135.
 206. **Лаврушин Ю. А., Голубев Ю. К.** Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 147—155.
 207. **Лазаренко А. А.** Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Изд-во АН СССР, 1964. 236 с.
 208. **Лазуренко В. И.** Наиболее распространенные ископаемые микроорганизмы из кристаллических пород докембрия юго-западного склона Украинского щита.— Геол. ж., 1978, т. 38, № 4, с. 78—87.
 209. **Лайель Ч.** Основные начала геологии. Т. 1—2. Перевод с 9-го англ. издания. М., 1866, т. 1. 400 с.
 210. **Левитан М. А.** Некоторые особенности постседиментационных океанических

- отложенный (по данным глубокого бурения).— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 5, с. 3—18.
211. Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 669—672.
 212. Лизалек Н. А., Урумов Н. А., Чеснокова Э. Ф. Древняя кора выветривания Ийско-Туманшетского Присялья.— В кн.: Кора выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1967, с. 126—131.
 213. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 435 с.
 214. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
 215. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океанах. Ростов: Изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
 216. Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Аутигенные минералы в осадках Мирового океана.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 4, с. 29—42.
 217. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
 218. Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 321—336.
 219. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. I. 480 с., т. II. 384 с.
 220. Македонов А. В., Вальц И. Э., Головенко О. М. и др. Типы торфяноскопления, их пространственная и временная локализация в угленосных отложениях.— В кн.: Угленосные формации и их генезис. М.: Наука, 1973, с. 42—52.
 221. Максимова С. В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 90 с.
 222. Мамедов В. И. Фашии современных рыхлых континентальных образований бассейна р. Саму и их возможная бокситоносность.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. 3. М.: Наука, 1975, с. 104—115.
 223. Мандрикова Н. Т., Перозин Г. Н., Федюнина В. И. Экспериментальные работы по синтезу протодоломита.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС, 1974, с. 79—89.
 224. Мануйлова М. М. Вулканогенные формации этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 49—50.
 225. Марков Е. П., Маркова Л. Г., Матухина В. Г. Перерывы осадконакопления и коры выветривания в ордовике приисейской части Сибирской платформы.— Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 126, с. 66—69.
 226. Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1981. 256 с.
 227. Матвеев А. В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 159 с.
 228. Махнач А. С., Левых Н. Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 288 с.
 229. Мац В. Д., Зилов А. Р., Наумова Е. И. и др. Докембрийская кора выветривания Присялья.— Сов. геология, 1974, № 10, с. 79—89.
 230. Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наукова думка, 1973. 285 с.
 231. Миклишанский А. З., Меньяйлова И. А., Никитина Л. П. и др. Активный вулканизм как источник обогащения атмосферы халькофильными микроэлементами (на примере Большого трещинного Толбачинского извержения).— Вулканол. и сейсмол., 1979, № 3, с. 9—17.
 232. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 357 с.
 233. Митеухи Т. Месторождения железных руд Японии.— В кн.: Железорудные месторождения мира. Т. 1. М.: ИЛ, 1955, с. 357—370.
 234. Михайлов Б. М. Эволюция обстановок бокситообразования в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
 235. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 405 с.
 236. Мурзалев А. Г. К оценке перспективности ордовикских образований Чингизского мегантиклинория на палеозойские бокситы.— В кн.: Вопросы геологии бокситов и кор выветривания Казахстана. Вып. 4. Алма-Ата: Изд. КазИМС, 1976, с. 43—57.
 237. Мюллер Г., Прион Г., Ферстнер У. Современное образование и диагенез неорганических Са—Mg-карбонатов в озерных условиях.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1973, с. 496—516.
 238. Набоко С. И. Вулканические эксгалации и продукты их реакций.— Тр. лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16, с. 290—294.
 239. Нагибина М. С., Белый В. Ф., Быковская Е. В. и др. Мезозойский вулканизм в истории Земли.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 99—102.
 240. Найдн В. П. Актуализм. Актуогеология. Актуопалеонтология.— Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1979, т. 54, № 2, с. 49—63.
 241. Негруца В. З., Негруца Т. Ф., Иванов Н. М. и др. Новая находка архейских конгломератов в Карелии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 434—438.

242. Нейман В. Б. Палеомагнитный парадокс и его решение.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: изд. КГУ, 1963, с. 499—508.
243. Перучев С. Г. Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы.— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 3—14.
244. Перучев С. Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1977, с. 9—22.
245. Никитин И. В. Олигостромы в докембрии Кольского полуострова.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с. 71—72.
246. Никитин И. Ф., Гниловская М. Б., Журавлева И. Т. и др. Андеркенская биогерманская гряда и история ее образования.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вып. 84. Новосибирск: Наука, 1974, с. 122—159.
247. Никитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1963, № 6, с. 102—124.
248. Николаева И. В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 133—145.
249. Никольская Ю. П., Гордеева Г. И. Физико-химические исследования условий формирования доломита в природе.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1973, с. 314—325.
250. Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 160 с.
251. Ог Э. Геология. Л.: ОНТИ, 1935. 575 с.
252. Орлова А. В. Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1978. 161 с.
253. Осипов Ю. Б. Магнетизм глинистых грунтов. М.: Недра, 1978. 200 с.
254. Основы гидрогеологии/Пинскер Е. В., Писарский Б. И., Шварцев С. Л. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.
255. Павлов С. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских ледниковых отложениях на Сибирской платформе.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 3, с. 62—83.
256. Палеогеография СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. М.: Недра, 1975. 179 с.
257. Палеогеновая система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1975. 521 с.
258. Панченко П. В. О ритмичном строении кундулукской свиты.— В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 37—40.
259. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 252 с.
260. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 332 с.
261. Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Пермские равнины Приуралья как особая геохимическая и возможная палеобиохимическая провинция.— В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 614—619.
262. Пермская система. Сер. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1966. 536 с.
263. Петров Н. П. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 435 с.
264. Пикард М., Хай Л. Критерии распознавания пород озерного происхождения.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974, с. 141—188.
265. Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л.: Недра, 1975. 195 с.
266. Плотников М. А., Молин В. А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л.: Наука, 1969. 130 с.
267. Покрышкин В. И. Карбонатные оолитовые пески Кубы, Багамских островов и Флориды.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 9, с. 33—41.
268. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Т. 1. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954. 524 с.
269. Попов В. П., Гершанович Д. Е. Терригенно-минералогические провинции современных осадков континентальных окраин в Аравийском море и Аденском заливе.— Океанология, 1978, т. 18, № 2, с. 269—275.
270. Пуустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1940, ч. I. 476 с.; ч. II. 470 с.
271. Работнов В. Т. Эвапоритовые образования докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: изд. КОИ при ОГГГ, 1973, с. 71—72.
272. Равикович А. И., Журавлева И. Т. Эволюция органических построек в истории Земли.— В кн.: Тезисы Международного палеонтологического симпозиума по кораллам. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1971, с. 75—76.
273. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962. 1132 с.
274. Ратеев М. А. Глинистые минералы в доновых осадках современных водоемов.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 239—371.
275. Рауп Д., Стэнли С. Основы палеонтологии. М.: Мир, 1974. 390 с.
276. Рауп О. Смешение рассолов: еще один механизм образования месторождений осадочных сульфатов и хлоридов.— В кн.: Доклады I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. Осадочные процессы. М.: Изд-во ГЕОХИ АН СССР, 1973, с. 369—396.
277. Резапова Н. М. О взаимодействии солей щелочно-земельных элементов с разбав-

- ленными растворами.— В кн.: Проблема бокситов Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1975, с. 26—31.
278. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
279. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений/Акульшина Е. П., Баженова Т. К., Геледяя Г. Г. и др. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
280. Розанова Т. В. Гидротермальное минералообразование в рифтовых ущельях.— В кн.: I съезд советских океанологов. Тезисы докл. Вып. 3. М.: Наука, 1977, с. 122.
281. Розен О. М. Преэместивность и развитие естественных ассоциаций осадочных пород в истории Земли.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 64—65.
282. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения и эволюции). М.: Наука, 1980. 79 с.
283. Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геологической истории внешних оболочек Земли.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88—98.
284. Рубанов И. В. Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане.— Ташкент: Фан, 1977. 157 с.
285. Рудич К. Н. Характерные черты кайнозойского вулканизма.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 127—128.
286. Русанов Б. П., Огородников В. И. Условия накопления железа в современных шельфовых осадках арктических морей СССР.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1977, с. 20—23.
287. Руттен М. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 411 с.
288. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостехиздат, 1959. 628 с.
289. Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
290. Рясина В. Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги.— Бюл. МОИП. Отдел. геол. Нов. сер., 1961, т. XXXVI, вып. 1, с. 106—114.
291. Савельев А. А., Тимофеев Б. В. Образования типа каличе на доятулийских корях выветривания и их палеофитологическая характеристика.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Изд-во ком. по осад. породам, 1973, с. 296.
292. Седиментология/Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Урунг Р. М.: Недра, 1980. 646 с.
293. Семенова В. Г. Глинистые минералы красноцветных отложений верхней перми и их распределение в разрезах междуречья Б. Ика и Яма-Юшатыря (Оренбургская область).— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 4. Ч. 4. Саратов: Изд-во СГУ, 1968, с. 119—134.
294. Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1972, с. 31—41.
295. Сеславинский К. Б. О климате ордовика.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3, с. 669—672.
296. Сеславинский К. Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
297. Сидоренко А. В. Об изменении песков эоловыми процессами.— Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5, с. 685—688.
298. Сидоренко А. В., Чайка В. М. Значение кор выветривания и поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970, с. 5—29.
299. Синельникова В. Н., Покровский Б. Г. Новые данные по температурам раннего плиоцена Камчатки и Сахалина.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 5, с. 1197—1199.
300. Синыцын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
301. Слосс Л. Л. Отложения эвапоритов из расслоенных растворов.— В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 73—97.
302. Скорнякова Н. С., Курносоев В. Б., Свальный В. Н. и др. Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 29—45.
303. Смирнов Л. С., Любина Ю. И. О возможности изучения изменения силы тяжести в геологическом времени.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 4, с. 874—877.
304. Смирнов М. П., Тарасов М. Н., Демидов В. Д. Содержание гумусовых кислот в речных водах СССР.— В кн.: Гидрохимические материалы, 1978, т. 74, с. 11—17.
305. Смирнов Н. П. Солнечная активность и колебания стока рек СССР.— Изв. ВГО, 1974, т. 106, № 3, с. 211—216.
306. Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Коромысличенко Т. И. Космическое вещество в океанических осадках и ледниковых покровах. Киев: Наукова думка, 1978. 119 с.
307. Советов Ю. К. Верхнерифейский рифовый комплекс Малого Каратау (Южный Казахстан).— Докл. АН СССР, т. 257, № 4, с. 975—979.
308. Созинов Н. А., Казанцев В. А. О фосфатности протерозойских отложений КМА.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1, с. 148—151.

309. Соколов Б. С. Стратисфера Земли и история жизни. — В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 44—54.
310. Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 334 с.
311. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Сацук Ю. И. Этапы и фациальные обстановки карбонатообразования в среднем протерозое Карелии. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.—Таллин: изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 16—18.
312. Соколов П. Н., Матухин Р. Г., Пустыльников А. М. Гидрохимические особенности и состав донных осадков Кулундинской солеродной провинции. — В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Т. 2. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 138.
313. Соколова Е. Н. О комплексных соединениях железа и алюминия с низкомолекулярными органическими кислотами. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 7. М.: Наука, 1966, с. 111—141.
314. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 528 с.
315. Соколовская Х. В., Грицай Р. А. Континентальные перерывы как критерий выделения возможных эпох бокситообразования в нижнем карбоне западных районов Донбасса. — В кн.: Охрана природных условий и мелiorации Среднего Приднепровья. Л.: Наука, 1975, с. 120—124.
316. Сочава А. В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
317. Сочава А. В., Гликман Л. С. Циклическое изменение содержания свободного кислорода в атмосфере и эволюция. — В кн.: Материалы эволюционного семинара. Т. 1. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 68—87.
318. Старицина Г. Н., Томановская Ю. Н., Урванцев Н. Н. Эволюция трапного вулканизма Сибирской платформы. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 52—54.
319. Стацук М. С. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
320. Стейси Ф. Д. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
321. Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 265 с.
322. Страхов Н. М. О путях построения литологической теории. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 13—19.
323. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.
324. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962, т. I. 212 с.; т. II. 574 с.; т. III. 546 с.
325. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
326. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
327. Султанов А. Вверху бентонитите от кампана при с. Буковец, Врачанско. — Списание Бълг. геол. дружество, 1977, т. 38, № 1, с. 84—90.
328. Супруненко О. И., Карнюшина Е. Е., Воскресенская М. Ф. О составе карбонатов в неогеновых отложениях Западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 941—944.
329. Сулова С. Н., Богданов Ю. Б., Травин Л. В. Петрохимическая характеристика древнейших основных вулканитов докембрия. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: изд. Карел. филиала АН СССР, 1977, с. 15—25.
330. Сухарина А. Н. Бокситовосность кембрия в горных сооружениях Западной Сибири. — Сов. геология, 1976, № 5, с. 85—94.
331. Тарасов Ю. С. Вездский бокситоносный горизонт Северной Монголии и южной части Восточного Саяна. — В кн.: Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. Иркутск — Улан-Батор: Наука, 1976, с. 19—27.
332. Тейс Р. В., Найдн Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.
333. Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 3—15.
334. Тримонне Э. С. Некоторые особенности современного карбонатообразования в Черном море. — Океанология, 1973, № 5, с. 821—828.
335. Туровский Д. К., Шеко А. Б. Новые данные о карбонатообразовании в оз. Балхаш. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 5, с. 33—45.
336. Тыжнов А. В. Барзасский район. — В кн.: Геология и месторождения угля и горючих сланцев СССР. Т. 7. М.: Недра, 1969, с. 778—785.
337. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 78—100.
338. Уилсон Д. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
339. Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 236—369.
340. Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. — Тр. ГРУ, НКТП СССР, 1932, вып. 43, с. 28—58.
341. Ушакова А. И. Atlas структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 175 с.

342. Федин В. П. Распределение бора в рассолах и соляных образованиях залива Кара-Богаз-Гол.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1, с. 99—104.
343. Федин В. П. Геологические условия и особенности проявления калийной минерализации в соленосной толще Кара-Богаз-Гола.— В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Т. 2. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 77—78.
344. Федоренко В. С. Основные закономерности формирования и типы оползней и обвалов в долинах рек бассейна Зеравшана.— В кн.: Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 26—38.
345. Фрейбридж Р. В. Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 258—309.
346. Фивег М. П. О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакопления.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л.: Недра, 1972, с. 69—93.
347. Физико-географический атлас Мира. М.: Изд-во АН СССР и ГУГК СССР, 1964. 298 с.
348. Филишова В. А. Применение электронной микроскопии для решения некоторых вопросов генезиса нижнеордовикских песков Прибалтики.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 4, с. 104—108.
349. Флегер Ф. Б. Современное накопление эвапоритов в Мексике.— В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 117—126.
350. Флейшман С. М. Сели. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 310 с.
351. Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 444 с.
352. Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 172 с.
353. Французова Н. П., Павлинов В. Н. Актуализм и его место в геологических исследованиях.— Геол. и геофиз., 1968, № 3, с. 1—12.
354. Фридлянд В. М., Караева З. С., Чижикова Н. П. Об изменении древних кор выветривания под влиянием современного почвообразования.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 16. М.: Наука, 1978, с. 20—32.
355. Фролова Н. В. Геологический очерк средней части Лено-Киренского междуречья.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. Вып. 18. М.: Госгеолиздат, 1955, с. 30—98.
356. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М.: Наука, 1968, с. 9—136.
357. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4, с. 3—23.
358. Хейзен Б., Холлистер У. Мутьевые потоки и оледенение.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 83—93.
359. Хожаннов Н. П., Акаемов С. Т., Савко А. Д. Кора выветривания на докембрийских породах Павловского выступа Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1967, с. 105—119.
360. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 397 с.
361. Хрусталеv Ю. П. Закономерности кремненакопления в Азовском море.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1977, с. 23—32.
362. Цеховский Ю. Г., Киреев Ф. А. О роли древних почв в формировании каолиновых толщ на Североневском месторождении бокситов.— Литология и полезные ископаемые, 1980, № 2, с. 33—48.
363. Чайка В. Д., Забияка А. И. О докембрийских покровах базальтов на западном склоне Анабарского щита.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2, с. 424—427.
364. Чайников В. И. Механизм глубоководного извержения взрывного типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 32—39.
365. Чепурко Н. А. Геохимические особенности аллювиально-дельтовых отложений Центральных Кызылкумов.— В кн.: Ландшафтно-геохимические исследования. М.: изд. Московского филиала ВГО СССР, 1973, с. 18—20.
366. Черкасов Р. Ф. Вулканогенное происхождение Алданского арха.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 37—39.
367. Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Кислый вулканизм ранних этапов развития Балтийского щита.— В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: изд. Карел. филиала АН СССР, 1977, с. 32—39.
368. Черняховский А. Г. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 14. М.: Наука, 1974, с. 158—165.
369. Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генезис каолинит-сметтитов в корах выветривания.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 50—63.
370. Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 2, с. 47—63.
371. Чувашов Б. И. О рифах и рифообразователях в среднем и позднем девоне земного шара.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4, с. 100—115.

372. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблема докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.
373. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 50—60.
374. Чэнь Цзинь-бао. Синийские отложения и синийские палеогеография северо-западной части провинции Хэбэй. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М.: ИЛ, 1962, с. 70—85.
375. Шалы Р. Кварц в лесных почвах Западных Карпат. — Почвоведение, 1974, № 9, с. 38—48.
376. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 274 с.
377. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.
378. Шанцер Е. В. К методологии историко-научного исследования. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 7—19.
379. Шатров В. П. Среднепалеозойская кора выветривания западной части Тагильского погружения. — Тр. Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1975, вып. 116, с. 71—80.
380. Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. — В кн.: Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 153—174.
381. Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 146—162.
382. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л.: Госгеолиздат, 1948. 387 с.
383. Шелехова Т. Г., Сухорукова С. С. Литология белогорских морен. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 43 с.
384. Шеньо М., Газиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 55—57.
385. Шепард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1969. 461 с.
386. Шишкин Б. Б., Пегель Т. В., Федоров А. Б. Строение средне-верхнекембрийского рифогенно-аккумулятивного комплекса Юго-Западного Прианабарья. — В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1978, с. 34—44.
387. Шмальц Р. Ф. Генетическая модель глубоководных отложений эвапоритов. — В кн.: Соленаккумуляция и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972, с. 5—45.
388. Шнюков Е. Ф., Савченко В. А., Григорьев А. В. О процессе оолитообразования в озерах северо-запада СССР (на примере оз. Красного на Карельском перешейке). — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 4. Киев: Наукова думка, 1976, с. 113—120.
389. Шпайхер А. О. Аномально-высокие значения температуры и солености придонных вод Красного моря. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 4, с. 597—604.
390. Шпак Н. С., Сурикова А. С. Досинийская кора выветривания на Алданском щите. — Геол. и геофиз., № 6, 1967, с. 130—132.
391. Штеренберг Л. Е., Гановская Г. Ф., Рычкова В. Б., Шурыгина Е. В. Железистые карбонаты сложного состава в Fe — Mn образованиях Лозско-Азатского озера. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 905—907.
392. Штофф В. А. Моделирование и философия. М.—Л.: Наука, 1966. 301 с.
393. Шугурова Н. А., Долгов Ю. А. Включения в минералах пород океанической коры. — В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 29—31.
394. Шурыгин Б. Н. Двустворчатые моллюски и биофауны в позднеплинских море Анабарского района. — В кн.: Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979, с. 82—90.
395. Эйнасто Р. Э., Нестор Х. Э. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и ее палеогеографо-седиментологическая интерпретация. — В кн.: Фауны и геохимия карбонатных отложений. Л.—Таллин: изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 38—40.
396. Эллисон М. А. Солнце и его влияние на Землю. М.: Физматгиз, 1959. 216 с.
397. Эйштейн О. Г. О механизме слоеобразования в морских терригенных накоплениях. — Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 63—74.
398. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 154—261.
399. Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1968. 153 с.
400. Юдович Я. Э. Особенности генезиса терригенной толщи нижнего карбона Тимано-Уральской области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Изд-во Коми филиала АН СССР, 1974, с. 34—41.
401. Яковлева Л. В. Донные отложения озер Кольского полуострова. — В кн.: Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Ч. 1. Л.: Наука, 1974, с. 195—243.

402. Якушев В. М. К литологии аллювия правобережных притоков р. Нигер.— Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1, с. 110—112.
403. Янев Сл. Н. Фацнален анализ на девонските седименти от Североизточна България.— Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. Сер. стратигр. и литол., 1974 (1975), т. 23, с. 107—119.
404. Янин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3—15.
405. Янин А. Л. Принципы актуализма и проблема эволюции геологических процессов.— В кн.: Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 2—8.
406. Янин А. Л. Основные проблемы соленакпления.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—15.
407. Янин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 90—97.
408. Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. М.: Недра, 1976. 142 с.
409. Ясаманов Н. А. К вопросу об эволюции температурного режима в фанерозое.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1427—1429.
410. Яхин Э. Я. О геохимических различиях между латеритными и переотложёнными бокситами Среднего Тимана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 689—692.
411. Aharon P., Kolodny Y., Sass E. Recent hot brine dolomitization in the «Solar Lake», Gulf of Elat, isotopic, chemical, and mineralogical study.— J. Geol., 1977, v. 85, N. 1, p. 27—28.
412. Aitken J. D. Revised models for depositional grand cycles Cambrian of the southern Rocky Mountains, Canada.— Bull. Can. Petrol. Geol., 1978, v. 26, N 4, p. 515—542.
413. Akhtar K., Stivastava V. N. Canurgaen shale of southeastern Rajasthan, India: A Precambrian regressive sequence of lagoon-tidal flat origin.— J. Sediment. Petrol., 1976, v. 46, N 1, p. 14—21.
414. Alimen H., Chavaillon J., Duplax S. Mieraux lourels des sediments quaternaires du Sahara Nord-Occidentale. Paris, 1964. 72 p.
415. Allen J. R. L. Physical process of sedimentation. L.: University Books, 1970. 248 p.
416. Allen J. R. L. Studies in fluvialite sedimentation: implications of pedogenic carbonate units. Lower Old Red Sandstone. Anglo-Welsh outcrop.— Geol. J., 1974, v. 9, N 2, p. 181—208.
417. Allen J. R. L. Geomorphology of Siluro-Devonian alluvial plains.— Nature, 1974, v. 249, N 5458, p. 644—645.
418. Andel T. H., van. Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, N 2, p. 187—194.
419. Anderton R. Tidal flat and shallow marine sediments from the Craignish Phyllites, Middle Dalradian, Argyll Scotland.— Geol. Mag., 1975, v. 112, N 4, p. 337—348.
420. Aoki S., Oinuma K. On the distribution and source of clay minerals in sediments of the Persian Gulf.— Clay Sci., 1977, v. 5, N 2, p. 79—85.
421. Arthurton R. S. Experimentally produced halite compared with triassic layered halite-rock from Cheshire England.— Sedimentology, 1973, v. 20, N 1, p. 145—160.
422. Asru Chaudhuri. Influence of aeolian processes on Precambrian sandstones of the Godavari valley, South India.— Precamb. Research, 1977, v. 4, N 4, p. 339—360.
423. Atwood D. K., Bubb J. N. Distribution of dolomite in a tidal flat environment Sugarloaf Key, Florida.— J. Geol., 1970, v. 78, N 4, p. 449—505.
424. Badham J. P., Stanworth C. W. Evaporites from the Lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake.— Nature, 1977, v. 268, N 5620, p. 516—518.
425. Barager W. R., Plant A. G., Pringle G. J., Schau M. The petrology of alteration in three discrete flow units of Sites 332 and 335.— In: Init. Repts Deep sea Drill Proj. V. 37. Washington, 1977, p. 811—819.
426. Barragan L. E., Jniguez H. J. Evolucion de mica potasica en suelos formados sobre material calizo (alfisoles).— Ann. edafol. y agrabiol., 1977, v. 36, N 9—10, p. 1019—1028.
427. Bathurst R. G. Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier Publ., 1971. 620 p.
428. Baud A., Megard-Galli J. Les milieux carbonates du Trias et l'application de methodes sedimentologiques comme outil de corrélation (France et regions limitrophes).— Bull. Bur. rech. geol. et minieres, 1977, Sect. IV, N 3, p. 279—284.
429. Belt E. S. Scottish Carboniferous cyclothem patterns and their paleoenvironmental significance.— Deltas Models Explor., Houston, 1975, p. 427—449.
430. Bentor Y. K. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 25, N 4, p. 239—260.
431. Berkner L. V., Marshall L. C. History of major atmosphere components.— In: Proceedings of the National Academy of Sciences. New York, 1965, v. 53, N 6, p. 1215—1226.
432. Berry R. W., Brophy G. P., Nagash A. Mineralogy of the suspended sediment in the Tigris, Euphrates and Shattal-Arab rivers of Iraq and the recent history of the Mesopotamian plain.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 1, p. 131—139.
433. Berry W. B. N., Boucot A. J. Glacio-Eustatic control of Late — Ordovician-Early

- Silurian platform sedimentation and faunal changes.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 1, p. 275—283.
434. **Birch G. F.** The nature and origin of mixed apatite glauconite pellets from the continental shelf of South Africa.— *Mar. Geol.*, 1979, v. 29, N 1—4, p. 313—334.
435. **Bissell H. J., Barker H. K.** Deep-water limestones of the Great formation (Mississippian) in the eastern part of the Cordilleran miogeosyncline in Utah.— In: *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Soc. Publ.*, 1977, N 25, p. 174—186.
436. **Bonatti E., Honnorez-Guerstein M. B., Honnorez J., Stern C.** Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 32, N 1, p. 1—10.
437. **Borch C. C., van der.** The stratigraphy of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia.— In: *25th Int. Geol. Congr. Abstrs. Canberra*, 1976, v. 3, p. 848.
438. **Brady M., Rowell A. J.** Upper Cambrian subtidal Blanket carbonate of the Miogeocline Eastern Great Basin.— *B. Young Univ. Geol. Stud.*, 1976, v. 23, N 2, p. 153—163.
439. **Brookfield M. E.** Anatomy of a Lower Permian aeolian sandstone complex, Southern Scotland.— *Scott. J. Geol.*, 1977, v. 15, pt 2, p. 81—96.
440. **Brock T. D.** Life at high temperature.— *Sci.*, 1967, v. 159, N 4, p. 1012—1019.
441. **Brown L. F.** Role of sediment compaction in determining geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones (case study: Pennsylvanian and Permian rocks of North—Central Texas).— In: *Compaction Coarse—Grained Sediments*. Amsterdam, 1975, p. 247—292.
442. **Buffard R., Vicat J. P.** Les calcaires stromatolithiques de Lubudu, Haut-Shaba: quelques observations d'ordre paleontologique, sedimentologique et tectonique.— *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 1975 (1976), v. 98, N 2, p. 483—492.
443. **Buller A. T., McManus J.** Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments.— *Sedimentology*, 1972, v. 18, N 1, p. 1—21.
444. **Burgess C. J., Lee C. W.** The development of a Lower Jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco. *Sedimentary history*.— *J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 3, p. 777—793.
445. **Button A.** Iron-formation as an end member in carbonate sedimentary cycles on the Transvaal Supergroup, South Africa.— *Econom. Geol.*, 1976, v. 71, N 1, p. 193—201.
446. **Button A., Vos R. G.** Subtidal and intertidal clastic and carbonate sedimentation in macrotidal environment: an example from the Lower Proterozoic of South Africa.— *Sediment. Geol.*, 1977, v. 18, N 1—3, p. 175—200.
447. **Callot G., Pedro G.** Relations entre la présence de couvertures d'argile à silex et la nature du substratum carbonate. Role et origine des silex.— *C. r. Acad. Sci.*, 1977, D285, N 15, p. 1295—1297.
448. **Callot G., Pedro G.** Théorie sur la formation des argiles à silex.— *C. r. Acad. Sci.*, 1977, D285, N 16, p. 1415—1418.
449. **Carter L.** Sedimentation on the continental terrace around New Zealand: a review.— *Marine Geol.*, 1975, v. 19, N 4, p. 209—237.
450. **Cas R.** Mass-flow arenites from a Paleozoic interarc basin, New South Wales, Australia: moda and environment of emplacement.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 1, p. 29—44.
451. **Casshyap S. M., Qidwai H. A.** Glacial sedimentation of Late Paleozoic Talchir diamietite, Pench Valley, Coal field, Central India.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 5, p. 749—760.
452. **Cault J. P.** Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algerian continental shelf.— In: *Mediterr. Sea. Natur. Sedimentat. Lab. Strasbourg*, 1972, p. 261—277.
453. **Chandler F. W.** Geological environment of Aphebian red beds of the north half of Richmond Gulf, New Quebec.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78—1A, p. 107—110.
454. **Church T. M., Velde B.** Geochemistry and origin of a deepsea Pacific palygorskite deposit.— *Chem. Geol.*, 1979, v. 25, N 1—2, p. 31—39.
455. **Cloud P., Gibor A.** The oxygen cycle.— *Sci. Americ.*, 1970, v. 223, N 3, p. 3—12.
456. **Condie K. C.** Petrology of the Late Precambrian tillite (?) association in northern Utah.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, v. 78, N 11, p. 1317—1344.
457. **Cooper M. R.** The sedimentary environment of the Deweras Group in Rhodesia.— *Nature*, 1978, v. 272, N 5656, p. 810—812.
458. **Cressman E. R.** Lithostratigraphy and depositional environments of the Lexington Limestone (Ordovician) of Central Kentucky.— *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1973, N 768. 66 p.
459. **Cros P. G.** Genèse d'oolithes et de grapestones plate-forme des Bahamas (Joulters Cays, Grand Bank).— *Bull. Cent. rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine*, 1979, v. 3, N 1, p. 63—138.
460. **Dasgupta S.** Glauconites from the Lower Vindhyan Semri sandstone of the Bundelkhand area.— *Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India*, 1975, v. 47, N 2, p. 83—89.
461. **Dean W. E., Gorham E.** Major chemical and mineral components of profundal surface sediments in Minnesota lakes.— *Limnol. and Oceanogr.*, 1976, v. 21, N 2, p. 259—284.

462. **Deffeyes K. S., Lucia F. G., Wey P. K.** Dolomitization: observations on the island of Bonaire, Netherlands Antilles.— *Sci.*, 1964, v. 143, N 3607, p. 678—679.
463. **Degens E. T., Kulbicki G.** Hydrothermal origin of metals in some East African rift Lakes.— *Min. Deposita*, 1973, v. 8, N 4, p. 388—404.
464. **Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L.** Environment studies of carbonate sediments. Pt 1. Geological criteria for differentiating marine from freshwater shales.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, v. 41, N 11, p. 2427—2455.
465. **Dennen W. H., Norton H. A.** Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amaron Basin.— *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, N 1, p. 82—89.
466. **Dennison J. M., Wheeler W. H.** Stratigraphy of Precambrian through cretaceous strata of probable fluvial origin in Southeastern United States and their potential as uranium host rocks.— *Southeastern Geology, Spec. Publ.*, 1975, N 5, 209 p.
467. **Donaldson J. A.** The Dubawut Group, Districts of Keewat in and Mackenzie.— *Paper Geol. Surv. Canada*, N 20, 1964 (1965), 11 p.
468. **Dopita M., Kralik J.** Red Beds im Oberschlesischen Steinkohlen-becken, und ihre Entstehung.— In: *Zéme congr. int. stratgr. et geol. carbon*, Krefeld, 1971. *Compte rendu*. Bd 2. Krefeld, 1973, p. 351—364.
469. **Dore F.** L'Europe moyenne cambrienne. Les modeles sedimentaires leur zonalite, leur controle.— In: *Chaine varisque Eur. moy. et occident*. Renhes, 1974. Paris, 1977, p. 143—155.
470. **Dravis J.** Rapid and wedespread generation of recent oolitic hardgrounds on the high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas.— *J. Sediment Petrol.*, 1979, v. 49, N1, p. 195—207.
471. **Droste J. B., Shaver R. H., Lazor J. D.** Middle Devonian paleogeography of the Wabash platform, Indiana, Illinois, and Ohio.— *Geology*, 1975, v. 3, N 5, p. 269—272.
472. **Dulhunty J. A.** Salt crust distribution and lake bed conditions in southern areas of Lake Eyre North.— *Trans. Roy. Soc. S. Austral.*, 1974, v. 98, N 3, p. 125—133.
473. **Dumas B.** Croûtes calcaires et conditions de milieu dans le sud du Levant espagnol.— In: *Colloq. Types croûtes calcaires et répart. reg.*, Strasbourg, 1975, p. 99—102.
474. **Edwards M. B.** Late Precambrian glacial loessites from North Norway and Svalbard.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 1, p. 85—91.
475. **Eliuk L. S.** The Abenaki formation, Nova Scotia shelf, Canada — a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform.— *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 1978, v. 26, N 4, p. 424—514.
476. **Elliott T.** Abandonment facies of high-constructive lobate deltas, with an example from the Yoredale series.— *Proc. Geol. Assoc.*, 1974, v. 85, N 3, p. 365—369.
477. **Enos P.** Reefs, platforms, and basins of Middle Cretaceous in northeast Mexico.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol.*, 1974, v. 58, N 5, p. 800—809.
478. **Eriksson K. A.** Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2250 m. y. Malmani Dolomite, Transvaal, South Africa.— *Sediment. Geol.*, 1977, v. 18, N 1—3, p. 223—244.
479. **Eriksson K. A.** Marginal marine depositional processes from the Archaen Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence and significance.— *Precamb. Res.*, 1979, v. 8, N 3—4, p. 153—182.
480. **Eriksson K. A., McCartes T. S., Truswell U. F.** Limestone formation and dolomitization in a Lower Proterozoic succession from South Africa.— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 2, p. 604—614.
481. **Eriksson K. A., Vos R. G.** A fluvial fan depositional model of middle proterozoic red beds from the Waterberg Group, South Africa.— *Precamb. Res.*, 1979, v. 9, N 3—4, p. 169—188.
482. **Fabricius F., Friedrichsen H., Jacobshagen V.** Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete — *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1970, N 4, p. 583—593.
483. **Flood P. G.** The significance of two contrasting sedimentary environments (the fringing coral reef and tidal mud flat) presently in juxtaposition along the southwestern shore of Moreton Bay Queensland.— *Univ. Queensl. Pap. Dep. Geol.*, 1977, v. 8, N 2, p. 44—63.
484. **Flores R. M.** Short-headed stream delta: model for Pennsylvanian Haymond Formation, West Texas.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1975, v. 59, N 12, p. 2288—2301.
485. **Floyd J. C., Steinker D. C., Schnetzer O. D.** The dual founlation of uniformititiamism.— *Compass Sigma Gamma Epsilon*, 1976, v. 53, N 2, p. 46—54.
486. **Focke J. W., Gebelein C. D.** Marine lithification of reef rock and rhodolites at a fore-reef slope locality (50 m) of Bermuda.— *Geol. en mijnbouw*, 1978, v. 57, N 2, p. 163—171.
487. **Forster R. E.** Precambrian corundumbearing rocks, Madison Range, southwestern Montana.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, v. 73, N 1, p. 131—138.
488. **Frakes L. A., Crowell J. C.** Late Paleozoic glaciation. South America.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, v. 80, N 6, p. 1007—1042.
489. **Frakes L. A., Crowell J. C.** Late Paleozoic glaciation: Africa exclusive of the Karoo Basin.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 8, p. 2261—2286.
490. **Franke W., Eder W., Ingel W.** Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-mar-

- gin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany).— *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1975, v. 150, N 3, p. 314—353.
491. **Fryer B. J.** Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 3, p. 361—367.
492. **Freyer H. D., Wagener K.** Review on present results on fossil atmospheric gases trapped in evaporites.— *Pure and Appl. Geophys.*, 1975, v. 113, N 3, p. 403—418.
493. **Freytet P., Plaziat J.**—C. Les redistributions carbonates pédogénétiques (nodules, croûtes, «calcretes»): les deux types principaux d'environnements favorable à leur développement.— *C. r. Acad. Sci.*, 1978, D286, N 24, p. 1775—1778.
494. **Friend P. F., Moody-Stuart M.** Carbonate deposition on the river flood plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen.— *Geol. Mag.*, 1970, v. 107, N 3, p. 181—195.
495. **Gallando L. J., Sancher C. M., Saavedra A. J., Garsia S. Y.** Influencia de la materia organica en la genesis de gibsitita y caolinita en suelos granitos del centrooeste de Espana.— *Clay Miner.*, 1976, v. 11, N 3, p. 241—249.
496. **Garcia-Alcalde J. L., Arbizu M. A.** Les faunes pélagiques du Devonien moyen de Léon (versants méridional des Montagnes caubriques, no de L'Espagne).— *Ann. Soc. Geol. Nord*, 1976, v. 96, p. 414—417.
497. **Gavish E.** Geochemistry and mineralogy of a recent sabkha along the coast of Sinai. Gulf of Suez.— *Sedimentology*, 1974, v. 21, N 3, p. 397—414.
498. **Gibbs R. J.** The geochemistry of the Amason river system. Pt 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, v. 78, N 10, p. 1203—1233.
499. **Gietlink G.** Sedimentology of a linear prograding coast-line follow by three high-distinctive delta-complexes (Cambro-Ordovician Cantabrian Mountains, NW Spain).— *Leidse Geol. meded.*, 1973, v. 49, N 1, p. 125—144.
500. **Gilat A., Mimran Y., Bogoch R., Roth S.** Circular and tabular (discorant) dolomite bodies in the South Judean desert, Israel.— *J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 4, p. 1159—1166.
501. **Ginsburg R. N.** Introduction to comparative sedimentology of carbonates.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1974, v. 58, N 5, p. 781—786.
502. **Glennie K. W.** Desert sedimentary environments. Developments in sedimentology. Amsterdam — London — New York: Elsevier publ. comp., 1970. 222 p.
503. **Glennie K. W., Mudd G. C., Nagtegaal P. J.** Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea.— *J. Geol. Soc.*, 1978, v. 135, N 1, p. 25—34.
504. **Gonzalez L. J.** Facies salinas en la caliza de montana (Cordillera centrabrica).— *Trab. Geol.*, 1978, N 10, p. 249—265.
505. **Grandstaff D. E.** Origin of uraniferous conglomerates at Elliot Lake, Canada and Witwatersrand, South Africa: implications for oxygen in the Precambrian atmosphere.— *Precamb. Research*, 1980, v. 13, N 1, p. 1—26.
506. **Greene G. T., Mirchel A. F., Behrens W. J., Becker D. S.** Surficial sediments and seagrasses of eastern Great South Bay, New York — In: *State Univ. New York. Mar. Sci. Res. Cent., Spec. Rept.*, 1978, N 12. 30 p.
507. **Grill E. V.** The effect of sediment-water exchange on manganese deposition and nodule growth in Jervis Inlet, British Columbia.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, N 5, p. 485—494.
508. **Gunatilaka A.** Recent carbonate sedimentation in Connemara, Western Ireland.— In: *Estuarine and Coast. Mar. Sci.*, 1977, v. 5, N 5, p. 609—629.
509. **Halferdanl L. B.** Chloritoid. Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence.— *J. Petrol.*, 1961, v. 2, N 1, p. 19—134.
510. **Halley R. B.** Peritidal lithologies of Cambrian carbonate Islands, Carrara Formation, Southern Great Basin.— In: *Tidal deposits*. Berlin, 1975, p. 279—288.
511. **Halley R. B.** Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 3, p. 1099—1120.
512. **Hamblin W. K.** Paleogeographic evolution of the Lake superior area from Lake Keweenaw to Late Cambrian time.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, v. 70, N 12, pt 2, p. 1—18.
513. **Handford C. R., Moore C. H.** Diagenetic implication of calcite pseudomorphs after halite from the Joachim dolomite (Middle Ordovician), Arkansas.— *J. Sediment. Petrol.*, 1976, v. 46, N 2, p. 387—392.
514. **Harder H.** Experimente zur Ausfällung der Kieselsäure.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 25, N 5, p. 429—442.
515. **Harder H.** Clay mineral formation under lateritic weathering conditions.— In: *25th Int. Geol. Congr. Abstrs. V. 1*. Canberra, 1976, p. 212—213.
516. **Harms J. G., McKenzie D. B., McCubin D. C.** Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana.— *J. Geol.*, 1963, v. 71, N 2, p. 566—580.
517. **Harris F. W., Martin W. D.** Bentic community development in limestone beds of the Waynesville (Upper Dillsboro) Formation (Cincinnati Series, Upper Ordovician) of southeastern Indiana.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 4, p. 1295—1305.
518. **Hayashi T., Ossaka J.** Weathering of volcanic ashes and genesis of clay minerals on Kutinoepabu island. *J. Clay Sci. Soc. Jap.*, 1974, v. 14, N 1, p. 20—33.

519. Heckel P. H. Carbonate buildups in the geologic record in review.— In: Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 18, p. 90—154.
520. Hekinian R., Rosendahl B. R., Cronan D. S. e. a. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the galapagos spreading center.— *Oceanol. Acta*, 1978, v. 1, N 4, p. 473—482.
521. Hine A. C. Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand Shoal.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 57, N 4, p. 1554—1581.
522. Hoffman P. Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination.— *Sci.*, 1967, v. 157, N 3792, p. 1043—1045.
523. Horne R. R. The association of alluvial fan, aeolian and fluvial facies in the Caherbla Group (Devonian), Dingle Peninsula, Ireland.— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 2, p. 535—540.
524. Huang W. H., Keller W. D. Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids: simulated first-stage weathering of fresh mineral surfaces.— *Amer. Miner.*, 1970, v. 55, N 11—12, p. 2076—2094.
525. Humphreys M., Friedman G. M. Late Devonian Catskill deltaic complex in North-Central Pennsylvania.— In: *Deltas Models Explor.*, Houston, 1975, p. 369—379.
526. Ingle J. C. J. The movement of beach sand. An analysis using fluorescent grains.— *Development Sediment.*, v. 5, Amsterdam—London—New York: Elsevier, 1966. 221 p.
527. Iwasaki S. Volumes of volcanic products.— *Bull. Volcanol. Soc. Japà*, 1974, v. 19, N 2, p. 71—82.
528. Jackson T. A. Carbonaceous inclusions sulfides, and „fossil gas bubbles“ of presumably biologic origin associated with ruffed erratics in Huronian (Precambrian) glacial-lake argillites.— *J. Sediment. Petrol.*, 1974, v. 44, N 1, p. 313—315.
529. Jackson G. D., Sannelli T. R., Harbonne G. M., Wallace P. J. Upper proterozoic sedimentary and volcanic rocks of northwestern Baffin Island.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 14, p. 15.
530. Jean J. S. Paleobiologic considerations of reef stromatoporoides.— In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago*, 1969. Pt J, Lawrence, Kans., 1971, p. 1389—1429.
531. Jones L. M., Faure G. A study of strontium isotopes in lakes and surficial deposits of the ice-free valleys southern Victoria Land, Antarctica.— *Chem. Geol.*, 1978, v. 22, N 2, p. 107—120.
532. Kalliokoski J. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols in northern Michigan.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, N 3, p. 371—376.
533. Keith B. D., Friedman G. M. A slope-fan-basin-plain model, Taconic Sequence, New York and Vermont.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 3, p. 1220—1241.
534. Keller W. D., William D. B., Reesman S. L. Dissolved products of artificially pulverized silicate minerals and rocks. Pt 1.— *J. Sediment. Petrol.*, 1963, v. 33, N 1, p. 191—204.
535. Kendall A. C. Facies models 12. Subaqueous evaporites.— *Geosci. Can.*, 1978, v. 5, N 3, p. 124—139.
536. Kerr R. A. Seawater and the ocean crust: the hot and cold of it.— *Sci.*, 1978, v. 200, N 4346, p. 1138—1141, p. 1187.
537. Kerrih R., Fryer B. J. Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations.— *Can. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, N 3, pt 1, p. 440—458.
538. Khawlie M. R., Carozzi A. V. Microfacies and geochemistry of the Brereton Limestone (middle pennsylvanian) of South western Illinois, U. S. A.— *Arch. Sci.*, 1976, v. 29, N 4, p. 67—110.
539. Killigrew L. P., Glassford D. K. Origin and significance of kaolin spherites in sediments of south-western Australia.— *Search.*, 1976, v. 7, N 9, p. 393—394.
540. Klatkova H. Slady srodoviska eolicznego w rzerbie powierzchniarn kwarcowych: Wyniki analizy w electronowym mikroskopie skanigowym.— *Acta geogr. Lodz.*, 1976, N 37, p. 93—112.
541. Knoll A., Barghoorn E. S., Awramic S. M. New microorganisms from the aphebian Gunflint Iron Formation, Ontario.— *J. Paleont.*, v. 52, N 5, p. 976—992.
542. Knoth L. P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope rations in nodular and bedded cherts.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, N 9, p. 1095—1108.
543. Kobluk D. R., Risk M. J. Calcification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 2, p. 517—528.
544. Krebs W. Devonian carbonate complexes of Central Europe.— In: *Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ.*, 1974, N 18, p. 155—208.
545. Krinsley D., Doornkamp J. C. Atlas of quartz sand surface texture. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1973. 91 p.
546. Kroonenberg S. B. Precambrian paleosols at the base of the Roraima Formation in Surinam.— *Geol. en mijnbouw*, 1978, v. 57, N 3, p. 445—450.
547. Kronberg B. J., Fyle W. S., Leonardos O. H., Santos A. M. The chemistry of some Brazilian soils: elements mobility during intense weathering.— *Chem. Geol.*, 1979, v. 24, N 3—4, p. 211—229.
548. Kulke H. Zur Geologie und Mineralogie der Kalk- und Gipskrusten Algeriens.— *Geol. Rundsch.*, 1974, v. 63, N 3, p. 970—998.
549. Kumar S. Glauco-conglomeratic phosphorite and stromatolites from the Late Precambrian Semri Group (Lower Vindhyan), Chitrakut area, Madhya Pradesh.— *Curr. Sci. (India)*, 1979, v. 48, N 3, p. 3—4.

550. **Labib F., Khalil J. B.** Pedological study of some sediments in the western desert.— *Egypt. J. Soil Sci.*, 1977, v. 17, N 2, p. 203—221.
551. **Lambert J. B., Dunlop S. S., Donnelly T. H., Groves D. J.** Stable isotopic compositions of early archaean sulphate deposits of probable evaporitic and volcanogenic origins.— *Nature*, 1978, v. 276, N 5690, p. 808—811.
552. **Lane N. G.** Crinoides and reefs.— In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago*, 1969, Pt J. Lawrence, Kans., 1971, p. 1430—1443.
553. **Lang J., Lucas G.** Contribution de l'étude pétrographique à l'analyse de quelques croûtes de la région de Afghanistan central.— In: *Colloq. types croûtes calcaires et repart. rég. Strasbourg*, 1975, p. 14—17.
554. **Larson J. A.** Redeposited carbonates of the Upper Oquirrh Formation, Utah.— *B. Young Univ. Geol. Stud.*, 1979, v. 26, N 1, p. 65—84.
555. **Le Roux J., Jackson M. L.** Scanning electron microscopy of quartz in Precambrian cherts and dolomites from Southern Africa.— *Clay and clay minerals*, 1978, v. 26, N 2, p. 160—168.
556. **Leake B. E., Farrow C. M., Townend R.** A pre — 2,000 billion old granulite facies metamorphosed evaporite from Caraiba, Brazil? — *Nature*, 1979, v. 227, N 5691, p. 49—50.
557. **Lees A.** Contrasts between recent warm and cold-water carbonates: significance in the interpretation of ancient limestones.— *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1974, v. 97, N 1, p. 159—161.
558. **Lees A.** Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation.— *Mar. Geol.*, 1975, v. 19, N 3, p. 159—198.
559. **Lindsley D. A.** Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda formation, Ontario, Canada.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, v. 80, N 9, p. 1685—1702.
560. **Lindström M.** Volcanic contribution to Ordovician pelagic sediments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1974, v. 44, N 2, p. 287—291.
561. **Lopez E. C.** Mecanismos de la migración del hierro en los suelos tropicales.— *Bol. geol. Publ. espec.*, 1974, N 6, p. 434—442.
562. **Loughnan F. C.** Laterites and flint clays in the Early Permian of the Sydney Basin, Australia, and their palaeoclimatic implications.— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 3, p. 591—598.
563. **Lovenstam H. A.** Biological problems relating to the composition and diagenesis of sediments.— In: *Problems and progress in Currens Research*. Chicago: Univ. Chicago Press, 1963, p. 27—42.
564. **Lucas C.** Vestiges de paléosols dans le Permien et le Trias inférieur des Pyrénées et de l'Aquitaine.— *C. r. Acad. Sci.*, 1976, D282, N 15, p. 1419—1422.
565. **MacDougall J. D., Finkel R., Carlson J.** Uranium exchange in altering oceanic basalts: isotopic evidence.— *Geol. Surv. Open-File Rept.*, 1978, N 701, p. 267—269.
566. **Maglione G. F.** Un modèle de sédimentation évaporitique continentale actuelle: le lac Tchad et ses dépendances hydrologiques littorales.— *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 1974, v. 16, N 2, p. 1971—1976.
567. **Malesani P., Vannucci S.** Precipitazione di calcite o di aragonite dalle acque termominerali in relazione alla genesi e all'evoluzione dei travertini.— *Atti Accad. nar. Lincei. Rend. Cl. Sci. fis., mat. e natur.*, 1975, v. 58, N 5, p. 761—776.
568. **Mallik T. K.** Shelf sedimentation of the Ganges delta with special emphasis on the mineralogy of the Western part Bay of Bengal, Indian ocean.— *Mar. Geol.*, 1976, v. 22, N 1, p. 1—32.
569. **Marsh S. P., Sheridan D. M.** Rutile in Precambrian sillimatite quartz gneiss and related rocks, eastcentral Front Range, Colorado.— *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1976, N 959—G. 17 p.
570. **Mathieu L., Thorez J. E. C.** Contribution à l'étude des encrotements calcaires dans le cadre de la morphogenèse et de la pedogenèse en climat méditerranéen semi-aride: application à la région de Taza (Maroc).— In: *Colloq. types côtes calcaires et répartition. rég. Strasbourg*, 1975, p. 11—119.
571. **Matthews R. K.** A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones.— In: *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1974, N 18, p. 234—256.
572. **Matzubaya O., Sakai H., Toril T. e. a.** Antarctic saline lakes-stable isotopic ratios, chemical compositions and evolution.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 1, p. 7—25.
573. **Maxwell W. G.** Sediments of the Great Barrier Reef Province.— In: *Biol. and Geol. Coral Reefs*. V. 1. Geol. 1, New York — London, 1973, p. 299—345.
574. **McArthur J. M., Elderfield H.** Metal accumulation rates in sediments from Mid-Indian Ocean Ridge and Marie Celeste Fracture Zone.— *Nature*, 1977, v. 266, N 5601, p. 437—439.
575. **McGann G. J.** The environment of deposition of the Wooramel Group (Lower Permian), Lyons River area, Carnarvon Basin, Western Australia.— *J. Roy. Soc. West. Austral.*, 1976, v. 59, N 2, p. 47—54.
576. **McKee E. D.** Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas).— *Sedimentology*, 1966, v. 7, N 1, p. 1—69.
577. **McLe Reath J. A.** Accumulation of a Middle Cambrian, deep — water limestone debris apron adjacent to a vertical, submarine carbonate escarpment. Southern Rocky Mountains, Canada.— In: *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1977, N 25, p. 113—124.

578. **Meer M. C.** The dolomite of Piedra di Bonaire (Bonaire, Netherlands Antilles).— In: GUA Pap. Geol., 1977, ser. 1, N 9, p. 119—120.
579. **Meinster B., Tickel S. J.** Precambrian aeolian deposits in the Waterberg Supergroup.— Trans. Geol. Soc. S. Aff., 1975, v. 78, N 2, p. 191—199.
580. **Miall A. D., Gibling M. R.** The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications.— Sediment. Geol., 1978, v. 21, N 2, p. 85—127.
581. **Miller W. R., Drever J. J.** Water chemistry of a stream following a storm, Absaroka Mountains, Wyoming.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 2, p. 286—290.
582. **Milliken K. L.** The silicified evaporite syndrome—two aspects of silification history of former evaporite modules from Southern Kentucky and Northern Tennessee.— J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, N 1, p. 245—256.
583. **Milliman J. D.** Recent sedimentary carbonates. Pt 1. Berlin, Springer, 1974. 442 p.
584. **Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A.** Sediments of the continental margin of the eastern United States.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 1315—1334.
585. **Millot G., Paguet H., Ruellan A.** Néof ormation de l'attapulgitite dans les sols calcaires de la Basse Moulouya (Maroc oriental).— C. r. Acad. Sci., 1969, D268, N 23, p. 2771—2774.
586. **Millot G., Nahon D., Paquet H., e. a.** L'épigenie calcaire des rockes silicatées dans les encroûtements carbonates en pays subaride Antiatlas, Maroc.— Sci. géol. Bull., 1977, v. 30, N 3, p. 129—152.
587. **Modlinski Z.** Podstawowe zmiany facjalne: i miazszasciowe ordowiku platformowego Północnow-Schódniej Polski — Kwart.— Geol., 1975, v. 19, N 3, p. 503—513.
588. **Mohamed M. A., Al-Shamlan A. A.** The factors controlling the distribution of carbonate content in Kuwait Bay sediments.— Geol. Rundsch., 1978, v. 68, N 2, p. 622—630.
589. **Moinereau J.** Altération des matériaux basaltiques et genèse des argiles en climat tempéré humide et milieu organique.— Cah. ORSTOM Pédol., 1977, v. 15, N 2, p. 157—173.
590. **Mollrath I. A., James N. P.** Facies models 13. Carbonate slope.— Geosci., 1978, v. 5, N 4, p. 189—199.
591. **Monster J., Appel P. W., Thode H. G. e. a.** Sulfur isotope studies in Early Archaean sediments from Isua, West Greenland: implications for the antiquity of bacterial sulfater reduction.— Geochim. et Cosmochim. [Acta], 1979, v. 43, N 3, p. 405—413.
592. **Moore D. G.** Reflection profiling studies of California continental borderland: structure and quaternary turbidite basins.— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1969, v. 107, p. 1—142.
593. **Moricawa H., Minato S., Ossaka J., Hayashi T.** The distribution of secondary minerals and evaporites at Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica.— Mem. Nat. Inst. Polar Res., 1975, N 4, p. 45—59.
594. **Mossop G. D.** The evaporites of the Ordovician Baumann Fiord formation, Ellesmere island, Arctic Canada.— Bull. Geol. Surv. Can., 1979, N 298, p. 52.
595. **Mountjoy E. W.** Intertidal and supertidal deposits within isolated Upper Devonian buildups, Alberta.— In: Tidal deposits. Berlin: Springer, 1975, p. 387—395.
596. **Muehlenbachs K., Clauton R. N.** Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on Seawater.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23, p. 4365—4369.
597. **Muenow D. W., Graham D. G., Liu N. W.** The abundance of volatiles in Hawaiian tholeiitic submarine basalts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 42, N 1, p. 71—76.
598. **Muir M. D.** A Sabkha model for the deposition of part of the Proterozoic McArthur group of the Northern Territory, and its implications for mineralization.— BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1979, v. 4, N 2, p. 149—162.
599. **Muratzuma O. M.** Geochemical behavior of iron in Novoribetsu hydrothermal activity.— J. Geol., 1960, v. 69, N 3949, p. 985—987.
600. **Mycielska-Dowgiallo E., Krzywolocka-Laurow R.** Typy urzêrbienia powierzchniarn kwarcowych piasków Puszczy Kampinoskiej w Oparciu o analize w przeswietleniowym i analizujacym mikroskopie elektronowym.— Roczn. Pol. tow. Geol., 1974, v. 44, N 2—3, p. 227—246.
601. **Neev D.** Deep-water gypsum deposits as indicated by the Neogene geological history of the central coastal plain of Israel.— Sediment. Geol., 1979, v. 23, N 1—4, p. 127—136.
602. **Neev D., Emery K. O.** The Dead Sea-depositional processes and environment of evaporites.— Israel Geol. Surv. Bull., 1967, v. 41, 147 p.
603. **Nelson C. S.** Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand.— Sedimentology, 1978, v. 25, N 6, p. 737—771.
604. **Newell N. D.** The evolution of reefs.— Sci. Americ., 1972, v. 226, N 6, p. 54—64.
605. **Niem A. R.** Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flisch basin, Oklahoma and Arkansas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 1, p. 49—61.
606. **Nwajide C. S.** Eocene tidal sedimentation in the Anambra Basin, Southern Nigeria.— Sediment. Geol., 1980, v. 25, N 3, p. 189—207.
607. **Oder C. R., Bumgarner J. G.** Stromatolitic bioherms in the Maynardville (Upper Cambrian) Limestone, Tennessee.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 7, p. 1021—1028.

608. **Passaga R.** Texture as characteristic of clastic deposition.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, v. 41, N 9, p. 1952—1984.
609. **Pearson E. F., Hanley J. H.** Significance of thin carbonates in interpreting the depositional environments of thin clastic sequences.— *Contribs. Geol.*, 1974, v. 13, N 2, p. 63—66.
610. **Pello J., Carrales J.** Characteristics of the sedimentation of early Westphalian Drock near the north-western bordu of the Central Asturian coalfield (Cordillera Cantabrica).— *Trab. geol.*, 1974, v. 4, p. 365—372.
611. **Perthuisot J.—P.** Les dépôts salins de la Sebkhah el Melah de Zarzis: conditions et modalités de la sédimentation évaporitique.— *Rev. géogr., phys. et géol., dyn.*, 1974, v. 16, N 2, p. 177—187.
612. **Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R.** Sand and sandstone.— Berlin — Heidelberg — New York: Elsevier, 1972. 618 p.
613. **Pfeil R. W., Read J. F.** Cambrian carbonate platform margin facies, Shady Dolomite, South-Western Virginia, U. S. A.— *J. Sediment. Petrol.*, 1980, v. 50, N 1, p. 90—116.
614. **Philip G.** Mineralogy of recent sediments of Tigris and Euphrates rivers and some of the order detrital deposits.— *J. Sediment. Petrol.*, 1968, v. 38, N 1, p. 35—44.
615. **Piller W., Lobitzer H.** Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg).— *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1979, N 2, p. 171—180.
616. **Postma D.** The occurrence and chemical composition of recent Fe-rich mixed carbonates in a river bog.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 3, p. 1089—1098.
617. **Radwanski A., Birkenmajer K.** Oolitic/pisolitic dolostones from the Late Precambrian of South Spitsbergen: their sedimentary environment and diagenesis.— *Acta geol. Pol.*, 1977, v. 27, N 1, p. 4—39.
618. **Rao Ch. M., Rajamanickam G. V., Paropkari A. L., Murty P. S.** Distribution of phosphate in sediments of the northern half of the Western Continental shelf of India.— *Indian J. Marine Sci.*, 1978, v. 7, N 3, p. 146—150.
619. **Read J. F.** Tidal-flat facies in carbonate cycles, Pillara formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia.— In: *Tidal deposits*. Berlin: Springer, 1975, p. 251—256.
620. **Rees M. N., Brady M. J., Rowell A. J.** Depositional environments of the Upper Cambrian Johns Wash Limestone (House Range, Utah).— *J. Sediment. Petrol.*, 1976, v. 46, N 1, p. 38—47.
621. **Reinhardt J.** Cambrian off-shelf sedimentation, central Appalachians.— In: *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.*, 1977, N 25, p. 83—112.
622. **Rigby J. K.** Sponges and reef and related facies through time.— In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Pt. J. Lawrence Kans.*, 1971, p. 1374—1388.
623. **Rigby J. K.** Mesozoic and Cenozoic sedimentary environments of the northern Colorado Plateau.— In: *B. Young Univ. Geol. Stud.*, 1978, v. 25, N 1, p. 47—65.
624. **Rottenfusser B. A., Oliver T. A.** Depositional environments and petrology of the Gilwood Member north of the Peace River arch.— *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 1977, v. 25, N 5, p. 907—928.
625. **Rubey W. W.** Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to probably composition of the early atmosphere.— In: *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1955, v. 62, N 651, p. 631—650.
626. **Rubin D., Friedman G. M.** Intermittently emergent shelf carbonates: an example from the Cambro-Ordovician of eastern New York State.— *Sediment. Geol.*, 1977, v. 19, N 2, p. 81—106.
627. **Selley R. C.** An introduction to sedimentology. London — New York — San Francisco: Academic Press. 1976. 320 p.
628. **Shankaranayana G. M. V.** Sediments of the Western continental shelf of India, environmental significance.— *J. Geol. Soc. India*, 1979, v. 20, N 3, p. 107—113.
629. **Shanmugam G., Benedict G. L.** Fine-grained carbonate debris flow, Ordovician basin margin, Southern Appalachians.— *J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 4, p. 1232—1233.
630. **Sharp R. P.** Glacier flow: a review.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, v. 65, N 2, p. 821—838.
631. **Shepard F. P., Dill R. F.** Submarine canyons and other sea valleys. 1966, Chicago: Rand McNally. 381 p.
632. **Shimamura T., Yanagita S., Yamakoshi K. e. a.** Potassium and calcium isotopic compositions in Magnetic spherules from deep sea sediments.— *Geol. Surv. Open-File Rept.*, 1978, N 701, p. 395—398.
633. **Siedleka A.** Old Red Sandstone lithostratigraphy and sedimentation of the outer Fosen area, Trondheim.— *Norg. geol. unders.*, 1975, N 321, p. 1—35.
634. **Siedleka A.** Silicified Precambrian evaporite nodules from northern Normay: a preliminary report.— *Sediment. Geol.*, 1976, v. 16, N 3, p. 161—175.
635. **Siedleka A.** Low Precambrian tidal — flat deposits and algal stromatolites in the Batsfjord formation, East Finnmark, North Norway.— *Sediment. Geol.*, 1978, v. 21, N 4, p. 277—310.
636. **Sighinolfi G. P.** Geochemistry of early Precambrian carbonate rocks from the Brazilian Shield: implications of archean carbonate sedimentation.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, v. 46, N 3, p. 189—200.
637. **Simova M., Durovic V.** Karbonatové septarie so siranmi v perme melafyrovej serie

- Nirkych Tatier.— *Acta geol. et Geogr. Univ. comen. geol.*, 1976, N 30, p. 105—117
638. **Singer A., Norrish K.** Pedogenic-palygorskite occurrences in Australia.— *Amer. Miner.*, 1974, v. 59, N 5—6, p. 508—517.
639. **Skinner H. C.** Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia.— *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 5, p. 449—472.
640. **Smosna R., Warshauer S. M.** A scheme for multivariate analysis in carbonate petrology with an example from the Silurian Tonoloway Limestone.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 1, p. 257—271.
641. **Sozanski A. G., Cronan D. S.** Ferromanganese concretions in Shebandowan lakes, Ontario.— *Can. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, N 1, p. 126—140.
642. **Specht R. W., Brenner R. L.** Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, eastcentral Wyoming.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 4, p. 1307—1321.
643. **Spjeldnaes N.** Ordovician climatic zones.— *Norsk. Geol. tidssks.*, 1960, t. 41, N 1, p. 31—40.
644. **Stanley G. D. J.** Triassic carbonate buildups of Western North America: comparisons with the Alpine Triassic of Europe.— *Riv. ital. paleontol. e stratigr.*, 1979, v. 85, N 3—4, p. 877—894.
645. **Stauffer K. W.** Devonian laterite in Chitral State West Pakistan.— *Econ. geology*, 1969, v. 64, N 4, p. 452—454.
646. **Steel R. J.** Cornstone (fossil caliche) — its origin, stratigraphic, and sedimentological importance in the New Red Sandstone, Western Scotland.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, N 3, p. 351—369.
647. **Steel J. H., Coo J. C. M. de.** The Silurian Upper Bargsvik and Lower Hamra-Sundre, Gotland.— *Sci. geol.*, 1977, v. 44, p. 1—43.
648. **Stewart A. J.** A barred-basin marine evaporite in the Upper Proterozoic of Amadeus Basin, Central Australia.— *Sedimentology*, 1979, v. 26, N 1, p. 33—62.
649. **Stoffers P., Müller G.** Carbonate rocks in the Black Sea basin: indicators for shallow water and subaerial exposure during Miocene-Pliocene time.— *Sediment. Geol.*, 1979, v. 23, N 1—4, p. 137—147.
650. **Suess E.** Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 3, p. 339—352.
651. **Tappan H., Loeblich A. R.** Evolution of the oceanic plankton.— *Earth — Sci. Rev.*, 1973, v. 9, p. 207—240.
652. **Tazieff H.** About deep-sea volcanism.— *Rend. Soc. ital. mineral. e petrol.*, 1973, v. 29, N 2, p. 427—437.
653. **Tessier F., Lappartient J.** Observations sur la laterite récente des environs de Dacar (République du Sénégal).— *Bull. Soc. Geol. France*, 7 sér., Paris, 1968, v. 9 (1967), N 3, p. 455—466.
654. **Thompson A. M.** Probable algal origin of Greenschist — facies metamorphic carbonates, Appalachian Piedmont, Alabama.— *J. Sediment. Petrol.*, 1976, v. 46, N 2, p. 402—410.
655. **Trettin P.** Middle Ordovician to Lower Devonian deepwater succession at southeastern margin of Haren Trough, Canon Fiord, Ellsmere Island.— *Bull. Geol. Surv. Can.*, 1979, N 272, 84 p.
656. **Triplhorn D. M.** Occurrence of pure, well-crystallized illite in Cambro-Ordovician Sandstone, from Rhourde el Baquel Field, Algeria.— *J. Sediment. Petrol.*, 1967, v. 37, N 3, p. 879—884.
657. **Tryhorn A. D., Ojakangas R. W.** Sedimentation and petrology of the Upper Precambrian Hincley Sandstone of the east-central Minnesota.— *Geol. Minn. Centennial Vol.*, St. Paul, Minn., 1972, N 2, p. 431—435.
658. **Tucker M.** Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany).— In: *Pelagic Sediments: Land and Sea*, Oxford, 1974, p. 71—92.
659. **Tucker M. E.** Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway.— *Sediment. Geol.*, 1976, v. 16, N 3, p. 193—204.
660. **Tucker M. E.** Stromatolite biostromes and associated facies in the Late Precambrian Porsanger dolomite formation of Finnmark, Arctic Norway.— *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1977, v. 21, N 1, p. 55—83.
661. **Urey H. C.** The planetes, their origin and development. New Haven: Yale Univ. Press, 1952, N 245, 8 p.
662. **Veeh H. H., Burnett W. C.** Uranium-series dating of insular phosphorite from Ebon atoll, Micronesia.— *Nature*, 1978, v. 274, N 5670, p. 460—462.
663. **Virgili C., Paquet H., Millot G.** Altération du soubassement de la couverture permotriassique en Espagne.— *Bull. Groupe franç. argiles*, 1974, v. 26, N 2, p. 275—285.
664. **Vos R. G.** An alluvial plain and lacustrine model for the Precambrian Witwatersrand deposits of South Africa.— *J. Sediment. Petrol.*, 1975, v. 45, N 2, p. 480—493.
665. **Vos R. G., Tankard A. J.** Braided fluvial sedimentation in the Lower Paleozoic Cape Basin, South Africa.— *Sediment. Geol.*, 1981, v. 29, N 2—3, p. 191—193.
666. **Walton A.** Volcanic sediment argon in the Tascotal formation (Oligocene?), Transperos, Texas.— *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 1, p. 303—314.
667. **Wanless K. K.** Carbonate tidal flats of the Grand Canyon Cambrian.— In: *Toidal deposits*, Berlin, 1975, p. 269—277.
668. **Watts S. H.** A petrographic study of silcrete from island Australia.— *J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 3, p. 987—997.

669. Weiller Y., Sass E., Zak I. Halite oolites and ripples in the Dead Sea, Israel.— *Sedimentology*, 1974, v. 21, N 4, p. 623—632.
670. Wells J. W. Coral reefs.— In: *Treatise on Marine Ecology and Paleoecology*, 1957, v. 1, p. 609—631.
671. Whitebread D. H. Alteration and geochemistry of Tertiary Volcanic rocks in parts of the Virginia City quadrangle, Nevada.— *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1976, N 936, p. 43.
672. Williams G. E. Torridonian weathering, and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source.— *Scott. J. Geol.*, 1968, v. 4, N 2, p. 164—184.
673. Williams G. E. Sedimentology, stableisotope geochemistry and palaeoenvironment of dolostones capping Late Precambrian glacial sequences in Australia.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1979, v. 26, N 7—8, p. 377—386.
674. Winkler H. G. F. *Die Genese der metamorphea Gesteine*. Berlin: Springer, 1965, v. VIII. 218 S.
675. Woods P. J., Brown R. G. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment Shark Bay, Western Australia.— In: *Tidal deposits*, Berlin: Springer, 1975, p. 223—232.
676. Wrey J. Z. Algae in reefs through time.— In: *Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago*, 1969. Pt J. Lawrence Kans., 1971, p. 1358—1373.
677. Yamakoshi K., Yanagita S. Search of ^{59}N of extraterrestrial origin in deep seasediments.— *Phys. and Chem. Earth*, 1979, N 11, p. 73—78.
678. Young G. M. Geochemistry of Early Proterozoic tillites and argillites of the Gowganda formation, Ontario.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, N 4, p. 483—492.
679. Young G. M., Long D. G. Carbonate sedimentation in a Late Precambrian shelf sea, Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 3, p. 943—955.
680. Young F. G. The lowermost Paleozoic McNaghton formation and equivalent Cariboo Group of eastern British Columbia: piemont and tidal complex.— *Bull. Geol. Sur. Can.*, 1978, N 288, p. 53—57.
681. Youngs B. C. The petrology and depositional environments of the Middle Cambrian Wirrealpa and Aroona Creek Limestones (South Australia) — *J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 1, p. 63—74.
682. Zamarreno S. Early Cambrian algal carbonates in Southern Spain.— In: *Fossil Algae. Recent Results and Develop.* Berlin: Springer, 1977, p. 360—365.
683. Zelichowski A. M., Juskowiakowa M., Milaczewski L. Pokrywy dolnokarbonskich glin zwietrzelinowych w centralnej czesci Lubelszczyzny.— *Kwart. geol.*, 1974, v.18, N 3, p. 506—514.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ

- Абиссаль 98
Авадельта 165
Азот 31
Айсберг 67
Актуализм 11
Акулы 29
Аллитизация 163
Аллитообразование 172
Аллофан 52
Аминокислоты 38
Аммиак 30
Аммоний, ион 39
Аммониты 118
Ангидрит 41
Анионы морской воды 96
Анионы речной воды 39
Анкерит 110
Арагонит 50
Аргиллит известковистый 64
Археопиты 114
Ассоциация породная 19
Атмосфера Венеры 30
Атмосфера Земли 26
Атмосфера Марса 30
Атолл 102
Аттапульгит 48
- Бактерии 92
Бархан 72
Бар песчаный 131
Бассейны:
 высыхающих русел 79
 морской 166
 озерный 165
 океанический 166
 паводковый 79
 подготовительный 186
 промежуточный 188
 речной 168
 седиментационный 18
 солеводородный 189
Белемниты 118
Бёмит 48
Бикарбонат-ион 89
Биотурбация 82
Бокситы:
 диаспоровый 112
 диаспоро-бёмитовый 63
 железистый 176
- Брахиоподы 113
Брекчия 75
Бура 181
Буркент 181
- Вал береговой 79
Вегштейдерит 47
Вермикулит 46
Вивинит 46
Включения в минералах 27
- Водоросли:
 синезеленые 58
 харовые 64
Воды:
 подземные 138
 пресные 37
 речные 37
 соленые 37
 термальные 152
Волны:
 круговые 83
 осцилляционные 129
 поступательные 129
 приливные 127
 синусоидальные 127
 трохоидальные 83
 цунами 127
 штормовые 127
 эллиптические 83
Впадина межгорная 137
Вулканизм:
 наземный 148
 подводный 150
Выветривание 140
- Газы:
 растворенные 52
 углекислый 30
Галит 43
Галлуазит 52
Ганскит 181
Гастроподы 107
Гейзерит 27
Гейлюссит 181
Гематит 47
Гиббсит 69
Гидратация 141
Гидролиз 142
Гипс 43
Глауберит 66
Глауконит 91
Глиф кревассовый 79
Глобигерины 124
Гладиодислокации 87
Градуализм 11
Гранаты 143
Граниты 140
Гумины 141
- Давление парциальное 28
Двустворки 66
Дефляция 72
Дельты 165
Диаспориты 59
Диатомеи 105
Диатомит 181
Диксит 148
Диопсид 112
Долина подводная 135

Доломит 43
Доломит строматолитовый 111
Дунит 24
Дюны 73

Железняк бурый 176
Железонакопление 175

Заросли мангровые 103
Знаки ряби 84

Зоны:

арктических пустынь 97
влажносубтропическая 43
влажнотропическая 43
влажноумеренная 43
гилейных лесов 97
гравитационная 71
континентального склона 128
ландшафтно-динамическая 15
ландшафтно-климатическая 15
ледниковая 71
пелагическая 128
переменновлажнотропическая 43
полярная 97
прибрежно-морская 128
пролювиальная 71
пустыннополярная 43
пустыннотропическая 43
пустынноумеренная 43
речная 71
саванная 43
степная 43
субполярная 97
субтропическая 43
тропическая 97
тундровая 43
умеренная 97
шельфовая 128
экваториальная 97
эоловая 71

Известняк 45

Излучение:

космическое 20
ультрафиолетовое 21

Изотопы:

кислорода 32
серы 29

Илы:

диатомовый 44
старичный 80

Иллит (гидрослюда) 47

Ильменит 140

Индикаторы:

баланса влажности 8
влажности 42
глубинности 98
континентальных ландшафтно-климатических зон 69
морских ландшафтно-климатических зон 87
ледниковых зон 87
пролювиальных зон 78
речных зон 82
солености 88
шельфовых ландшафтно-климатических зон 108
эоловых зон 74

Источники:

атмосферный 138
вулканический 148
гидросферный 138
гидротермальный 152
космический 155

литосферный 139
локальный 18
осадочного материала 14
планетарный 18

Каличе 60

Калькрет 52

Кальцит 43

Каньон подводный 135

Каолинит 53

Карбонат-ион 37

Карбонатакопление:

континентальное 181
морское 182

Кварц 140

Кварц обломочный 53

Кварцит 57

Кварцит железистый 120

Керченит 46

Кислород 31

Кислота гуминовая 38

Кираса 53

Климаты:

аридный 9
гумидный 9

Коагуляция частиц 16

Ковер онколитовый 114

Кокколитофориды 124

Комплекс фациальный 8

Компоненты природного осадка:

автохтонные 15
аллохтонные 15

Конгломерат внутрiformационный 84

Конкреции 44

Конкреции железо-марганцевые 109

Конodontы 126

Кораллы герматипные 103

Корданы 65

Корунд 57

Котел водоворотный 161

Кревасса 164

Криноидеи 124

Ландшафт псилофитовый 63

Лес лешидофитовый 64

Лёд 41

Лёсс 73

Лёссит 75

Лидит 113

Литогенез 8

Литология 5

Ломонтит 43

Магдит 48

Магнетит 143

Мел писчий 124

Мергель 64

Метаморфизация морской воды 189

Метан 31

Метеориты 155

Методы:

актуалистический 10
сравнительно-литологический 11
сравнительно-седиментологический 14

Методология 10

Микритизация 103

Микроклим 143

Микрообстановка 165

Мирабилит 49

Многослой 19

Модели седиментационные:

двумерная 20
одномерная 19
трехмерная 20

- Моллюски 67
 Монтмориллонит 47
 Морена 86
- Нанопланктон 108
 Нахколит 148
 Нортронит 57
 Нортупит 181
- Обвал 75
 Области:
 - климатическая 9
 - питания 140
- Обмен катионный 142
 Обстановка седиментационная 18
- Озера:
 - пресное 40
 - соленое 41
- Окатанность 78
 Окисление 143
 Олигостром 135
 Ояколит 112
 Опока 181
 Оползень 75
 Оолит 51
 Оолит 51
- Осадки:
 - береговой гряды 79
 - внутрирусловой отмели 79
 - доманикового типа 121
 - красноцветный 76
 - кревассового глыба 79
 - меандровый 79
 - пойменный 79
 - послепаводкового бассейна 79
 - природный 14
 - русловой 79
 - старичный 79
 - цементационный 9
- Остракоды 64
 Осыпь 75
 Отлив 23
 Отмели:
 - внутрирусловая 79
 - меандровая 79
- Палеодавление 35
 Палеотемпература 32
 Парсозны:
 - болотно-солончаковая 77
 - донного вытравивания 86
 - иссякающих вееров 77
 - массивная 86
 - озерных разливов 77
 - перлювиальная 86
 - плитчатая 86
 - потоков 77
 - ребристая 86
 - русловых ложбин 77
 - селевая 77
 - сетчато-ячеистая 86
 - складчатая 86
 - сланцевая 86
 - сплывания 86
 - флютинг 86
 - чешуйчатая 86
- Парсобстановка 164
 Перекачиваемость 70
- Пески:
 - кварцевый 68
 - пойменный 81
 - русловой 81
- Песчанники:
 - кварцевый 58
 - золотый 75
- Петрография 5
 Петрология 5
 Пикноклин 188
 Пирсонит 181
 Плита онколитовая 114
 Пляж нижний 129
 Полоса органогенная 114
- Поля:
 - геомагнитное 24
 - гравитационное земное 25
 - гравитационное космическое 23
- Породы:
 - кремнистая 66
 - соляная 66
- Постройка органогенная 114
- Потоки:
 - ветропесчаный 70
 - временный 77
 - селевый 77
 - суспензионный 135
- Пояса:
 - ландшафтно-климатический 96
 - фациальный 7
- Прилив 23
- Принципы:
 - актуализма 11
 - единообразия 11
 - суммирования 11
- Провинции:
 - континентальная 15
 - морская 15
- Протодоломит 100
 Псилофиты 63
 Пыль космическая 155
- Равнины
 - приливо-отливная 130
 - абиссальная 136
- Радиация:
 - земная 24
 - солнечная 20
- Радиолярии 180
 Радиолярит 181
 Рассолы 188
 Ратовкит 96
 Режим пульсационный 25
 Риф барьерный 102
 Ритм аллювиальный 66
 Рудисты 117
- Руды:
 - гематитовая 178
 - гематито-хлоритовая 113
 - оолитовая 124
- Русло глубоководное 135
 Рутит 57
 Рыбы 64
- Сабкха 102
 Сальтация 71
 Седиментогенез 5
 Седиментология 5
 Сели 77
 Сероводород 37
 Сидерит 46
- Сила:
 - тяжести 25
 - центробежная 96
- Системы:
 - карбонатная 37
 - корневая 82
- Скорость пороговая 71
 Сланец высокоглиноземистый 57
 Слой 19
 Слой режеляционный 85
 Сметит 52

Соленаккопление 189
Солёность 86
Солончак 66
Соль каменная 49
Спонголит 181
Среды:
 зональная 15
 морская 36
 планетарная 16
 провинциальная 15
 седиментационная 14
Сток речной:
 растворенный 37
 твердый 38
Стрежень русла 79
Строматолит 111
Субзоны:
 аридная 98
 всерная 77
 глубоководноозерная 84
 гравитационно-вулканическая 76
 гумидная 98
 застойноводная 77
 лагунная 128
 моноклитных морен 86
 морен вдавливания 86
 морен напора 86
 насыпных морен 86
 пляжевая 128
 подводных поднятий 128
 потоковая 76
 прибрежноозерная 83
 приливно-отливной равнины 128
 селевая 76
 склоновая 135
 собственно гравитационная 75
 срединных хребтов 128
 старичная 79
 чешуйчатых морен 86
Субобстановки 163
Суглинки лёссовидные 73
Сульфат кальция 49
Сульфатонакопление 181
Суперзоны:
 бореальная 98
 потальная 98
 пелагическая 98
 полярная 97
 субтропическая 97
 тропическая 98
 ультратропическая 111
 шельфовая 98
Супесь 81
Тайга кордаитовая 65
Тенардит 43
Течения:
 ветровое 127
 донное 127
 компенсационное 128
 приливно-отливное 130
 приливное 127
 разрывное 127
Тиллит 62

Типы:
 атмосферы 36
 генетический 19
 литогенеза 8
Тонштейн 64
Торфяник 46
Трепел 181
Трещина усыхания 64
Трилобиты 115
Трог 135
Трона 48
Турбидит 135
Турмалин 140
Уголь сапромикситовый 63
Униформизм 11
Уровень Пастера 32
Устойчивость минералов:
 при выветривании 143
 при постседиментационных измене-
 ниях 147
 при транспортировке 146
Фактор тектонический 19
Фация 18
Ферриферрофосфат 176
Филлит 31
Фирн 41
Флиш 135
Флокуляция 131
Формация 19
Фосфат 46
Фронт дельты 135
Фтанит 181
Фтор-ион 89
Фульвокислота 141
Хлорит 57
Хлоритоид 58
Хлорность 84
Цементация 13
Цикл 26
Циркон 140
Шпат полевой 140
Шортит 181
Шунгит 113
Щелочность 90
Щелочность карбонатная 94
Эвапорит 41
Эклогит 24
Элементы радиоактивные 24
Эпигенез 5
Эпоха орогенная 26
Эпсомит 43
Эстериин 68
Эстуарий 128
Эффузив основной 139
Яшма 181

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

- Абтиби 155
Абу-Дхаби 104
Австралийский щит 151
Адаманская впадина 136
Аден 124
Адриатическое море 110
Азовское море 97
Акаба 154
Аквитанский бассейн 124
Алагульское месторождение 59, 161
Алайский хребет 75
Алдан 114
Алданский массив 150
Алданский щит 13, 57
Алжир 107
Альпы 43, 117
Аляска 43
Амадеусский район 113
Амазонка 23, 133, 157
Амударья 81, 157
Анабарский щит 160
Ангарида 65
Ангаро-Ленский бассейн 139
Ангаро-Питский район 59
Анды 157
Антарктика 42
Апшалачи 178
Апшалацкая область 151
Аравийский полуостров 50, 72
Аральское море 83, 165
Аргентина 41
Арктика 42
Арктический бассейн 125
Архипелаг Северная Земля 123
Атлантис впадина 153
Атлантический океан 97, 110, 166
Афганистан 67
- Багамская банка 103
Багамские острова 103
Байкал 45, 61
Байкальская горная страна 59
Балтийский щит 150
Балтийское море 167
Барга 69
Барзасский район 63
Баскунчак 41
Безымянный вулкан 149
Беллинсгаузена остров 83
Белогорская возвышенность 86
Берингово море 109
Бирма 68
Ближний Восток 118
Боксонский район 113
Боксонское месторождение 174
Большое Соленое озеро 41
Бонайра 103
Бореальная область 125
Бостон 107
Ботанабо 107
- Бразильский щит 120
- Вайоминг 83
Валенсия 48
Великие озера 45
Ван 40
Вермонт 125
Верхнесилезский бассейн 65
Виллистонский бассейн 123
Витватерсранд 57
Возрождения остров 83
Волга 81, 157, 163
Воронежский массив 62
Восточная Австралия 52
Восточная Европа 66
Восточная Монголия 69
Восточная Сибирь 33, 112
Восточно-Австралийская область 151
Восточный Трансвааль 132
Вьетнам 68
- Галапагосские острова 153
Гаттерас 107
Гауганд 57
Гвинея 53
Гибралтар 132
Гималаи 41
Горловский бассейн 65
Гренландия 43, 58, 109
Греция 51
Грин-Ривер 181
- Давсан-Нур 50
Дальний Восток 126
Джорджина 123
Дингл 64
Дискавери 153
Днепр 78
Договорной Оман 104
Доссор 41
- Евфрат 81, 157
Енисей 80, 87
Енисейский кряж 69, 184
- Зайсан 84
Зальцбург 124
Западная Гренландия 120
Западно-Сибирская равнина 118
Западно-Сибирский бассейн 118
Западный Квинсленд 50
Западная Европа 178
Западная Сибирь 47
Западная Шотландия 105
Западное Прионежье 160
Западное Притиманье 181
Западный Саян 62
Земля Франца-Иосифа 41

- Игарский район 27
 Индийский океан 97
 Индия 67
 Индокитай 67
 Индонезия 68
 Иордан 153
 Иркутский амфитеатр 59, 122
 Иркутский бассейн 189
 Ирландия 64
 Исландия 109
 Испания 51
 Йеллоустонский парк 152
- Кавказ** 100
 Казахстан 60, 175
 Калахари 48
 Кама 158
 Камарчек 176
 Калифорния 40
 Камчатка 151
 Канада 29
 Канадский архипелаг 114
 Канадский щит 13, 151
 Кантаберийские горы 59, 126
 Кара-Богаз-Гол, залив 41, 100
 Кара-Богаз-Гол, пролив 100
 Каратау 123
 Карелия 31, 45, 58
 Карибское море 167
 Кароун 158
 Каруа 27
 Каспийское море 97
 Каталония 48
 Катар 104
 Керченский бассейн 118
 Кзыл-Яр 41
 Киву 41, 153
 Кипр 102
 Колорадо 83
 Колыма 124
 Кордильерская область 151
 Косерас 137
 Кольский полуостров 137, 180
 Котуй 113
 Красное море 88
 Кривошеино 158
 Крым 118
 Куба 107
 Кузнецкий Алатау 59
 Кузнецкий бассейн 169
 Кулунда 40, 47
 Курильские острова 152
 Куронг 101
 Кызылкумы 49
- Ладожское озеро 45
 Лазарева остров 83
 Ла-Манш 132
 Леман 66
 Либерийский щит 151
 Лубури 113
- Малый Хинган 59
 Маорийская область 125
 Мексиканский залив 88
 Мексиканское нагорье 50
 Менделеева хребет 109
 Мертвое море 50, 153
 Миссисипи 80
 Мурсия 48
- Натрон 153
 Нигер 53
 Нигерия 68
 Нижняя Тунгуска 33, 161
- Низкие Татры 155
 Новая Зеландия 151
 Новосибирск 158
 Новые Гебриды 27
 Норвежско-Гренландское море 167
 Норт-Эйр 50
 Нью-Йорк 125
 Нью-Квебек 61
 Нью-Мексико 74
- Обь 81, 158
 Ойо-де-Либре 102
 Ока 163
 Олаф Прюде 105
 Онежское озеро 45
 Ориноко 133
 Охотское море 109
- Памиро-Алай** 75
 Парижский бассейн 124
 Патомское нагорье 174
 Персидский залив 104
 Пивос 107
 Пиренеи 41
 Польская низменность 83
 Полюдовый кряж 62
 Поркьюнайн 155
 Предкавказье 124
 Предкарпатье 68
 Прибалтика 116
 Прикаспий 124
 Приполярный Урал 62
 Припятский бассейн 65, 123
 Причерноморская впадина 68
 Пуно-Атакамская область 50
- Росса ледник 105
- Сакское озеро 41
 Саму 53
 Санта-Барбара 136
 Сахайская полоса 114
 Сахара 50
 Саяно-Алтайская область 69
 Северная Джунгария 69
 Северная Норвегия 75
 Северная территория 50
 Северо-Европейская область 151
 Северное море 167
 Северный Ледовитый океан 97
 Северный Мичиган 60
 Северный Тибет 69
 Северный Трансвааль 75
 Сибирь 44
 Сиваш 41
 Сиднейский бассейн 65
 Синай 102
 Синайский полуостров 101
 Сирис 40
 Скалистые горы 113
 Скандинавский щит 160
 Срединно-Атлантический хребет 137
 Срединно-Индийский хребет 153
 Средняя Азия 124
 Средиземное море 48, 102
 Солар 154
 Соляной кряж 123
 Соул-Пит 66
 Становая зона 137
 Суматра 151
 Суринам 60
 Сухуми 160
 Сычуань 69

- Сырдарья 157
Сьюдад 137
- Таймыр 124
Тениз-Нурикское озеро 41
Тетис 124
Тигр 81, 157
Тиман 62
Тирренское море 110
Тихий океан 97, 110
Тоledo 137
Тува 62
Тунис 101
Туруханский район 155
Турция 40
- Уайт Санд 73
Украинский щит 57
Урал 59
Уральская область 151
- Флорида 155
- Хубсугул-Боксонский бассейн 123
Хэбей 69
- Цайдамская впадина 50
Центральная Америка 67
Центральная Африка 52, 67
Центральная Сахара 58, 179
Центрально-Азиатская область 151
Центрально-Европейская область 151
Центральные Аппалачи 125
Центральный Китай 51
Центральный Техас 114
Цусимский пролив 132
- Чагалы 100
Чад 48
- Чахар 69
Челекен 129
Челябинская область 40
Черное море 88, 167
Чу 176
Чуйская впадина 66
Чукотское море 109
- Шарк 48
Шатт-эль-Араб 158
Шебадван 45
Шпицберген 62
Шотландия 60
Шугарлоф 100
- Элмир 114
- Юго-Восточная Австралия 51
Юго-Восточная Азия 67
Юго-Восточная Антарктида 99
Южная Австралия 50
Южная Индия 75
Южная Каролина 155
Южная Монголия 69
Южная Сибирь 175
Южно-Американская область 50
Южно-Африканская область 50
Южное Забайкалье 69
Южно-Китайское море 110
Южный Алтай 178
Южный Китай 67
Южный Тянь-Шань 65
Южный Урал 64
Юрские горы 124
Юта 83
- Якутия 58
Японское море 110

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1. Principles of typisation of sedimentary conditions	7
History of question	—
About methodology and methods of sedimentological investigation	10
Principles of classification of sedimentational media, sources of sedimentary material and models	14
Chapter 2. Planetary media	20
Chapter 3. Continental sedimentational media	36
General characteristic of continental sedimentational medium	—
Zonal media	42
Chapter 4. Marine sedimentational media	88
General characteristic of marine sedimentational province	—
Zonal media	96
Chapter 5. Sources of sedimentary material	138
Atmospheric and hydrospheric types	—
Lithospheric type	139
Volcanogenetic type	148
Hydrothermal type	152
Cosmic type	155
Chapter 6. Sedimentational environments, basins and models	156
Examples of recent sedimentational environments	—
Examples of ancient sedimentational environments	159
Sedimentational basins	163
Examples of reconstruction of forming conditions of some sediment groups and mineral resources (three — dimensional)	172
Conclusion	190
References	192
Index of terms	215
Index of geographical terms	219

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Принципы типизации условий осадконакопления	7
История вопроса	—
О методологии и методах седиментологических исследований	10
Принципы классификации сред седиментации, источников осадочного материала и седиментационных моделей	14
Глава II. Планетарные среды	20
Глава III. Континентальные седиментационные среды	36
Общая характеристика континентальной среды осадконакопления	—
Зональные среды	42
Глава IV. Морские седиментационные среды	88
Общая характеристика морской провинции осадконакопления	—
Зональные среды	96
Глава V. Источники осадочного материала	138
Атмосферный и гидросферный типы	—
Литосферный тип	139
Вулканический тип	148
Гидротермальный тип	152
Космический тип	155
Глава VI. Седиментационные обстановки, бассейны и модели	156
Примеры современных седиментационных обстановок	—
Примеры древних седиментационных обстановок	159
Седиментационные бассейны	163
Примеры реконструкции условий формирования некоторых групп осадков и полезных ископаемых (трехмерные модели)	172
Заключение	190
Литература	192
Предметный указатель терминов	245
Указатель географических терминов	249

Юрий Петрович Казанский

ВВЕДЕНИЕ В ТЕОРИЮ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ответственный редактор
Александр Дмитриевич Додатко

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *В. И. Желнин*
Художник *Б. А. Васильев*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Е. Н. Зимина, Н. Н. Крохотина*

ИБ № 23282

Сдано в набор 27.09.82. Подписано к печати 09.09.83. МН-07567. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 19,6. Усл. кр.-о. 19,6. Уч.-изд. л. 25. Тираж 1200 экз. Заказ № 346. Цена 4 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

