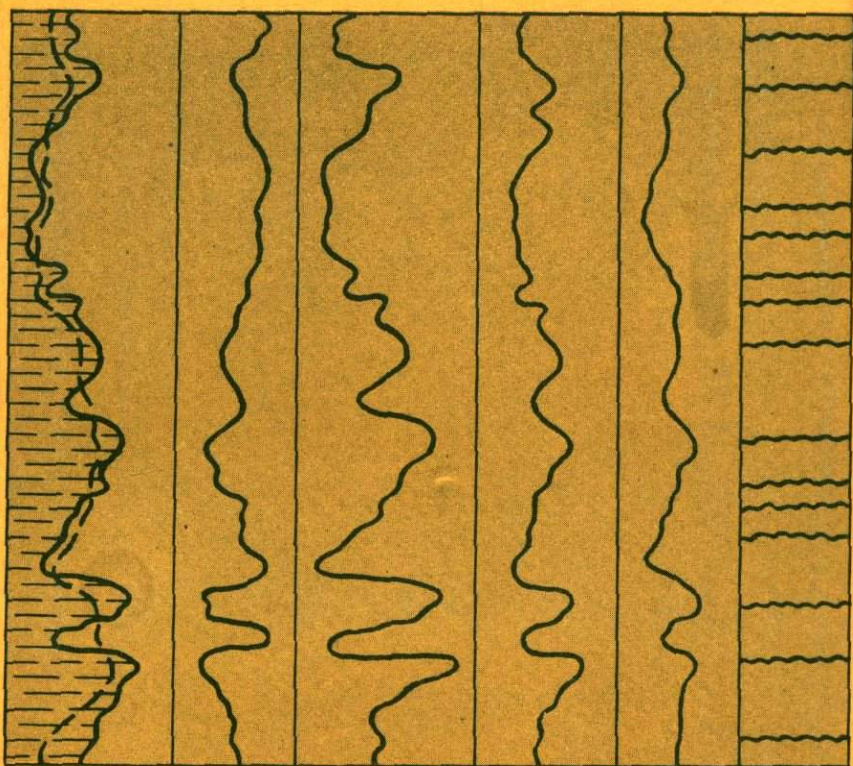


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах

ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

4238

Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983



Статьи сборника написаны ведущими специалистами по общим вопросам эволюции осадочного процесса. Рассмотрено современное состояние проблемы, факторы, определяющие формирование осадка и их развитие во времени — от раннего докембрия до наших дней, различные типы отложений и формаций как продуктов эволюции осадочного процесса, принципы построения теории осадконакопления на эволюционной основе, значение эволюционного подхода в научном прогнозировании полезных ископаемых.

Редакционная коллегия:

*Е.П. Акульшина, В.В. Еремеев, М.А. Жарков, Ю.П. Казанский,
И.В. Николаева, В.Н. Холодов*

Ответственный редактор

чл.-корр. АН СССР *П.П. Тимофеев*

ВВЕДЕНИЕ

Эволюция осадочного процесса — одна из главных проблем, существующих в настоящее время в литологии. Этой проблеме было посвящено XII Всесоюзное литологическое совещание, которое проходило 11—13 ноября 1981 г. в г. Новосибирске. На совещании рассматривались три аспекта проблемы: 1) развитие осадочного процесса в геологической истории Земли, 2) принципы выделения и типизации обстановок осадконакопления, 3) эволюция осадочного процесса и формирование полезных ископаемых.

В предлагаемом сборнике представлены доклады по первой теме, посвященной эволюции осадочного процесса в целом. Дается анализ существующих понятий эволюции осадочного процесса. Понятие эволюции в широком смысле этого слова — синоним развития, в более узком — одного из главных типов развития: постепенного количественного и качественного изменения, имеющего направленный характер. Все исследователи принимают это определение, однако находят ему различные конкретные приложения в литологии. Одни школы, преимущественно зарубежные, усматривают эволюцию в преобразовании осадка в породу и дальнейшем преобразовании самой породы. Другие считают эволюцией смену напластования пород и формаций в регионе, не выявляя при этом, имеет ли эта смена направленный или циклический характер. Широкое развитие получило направление, изучающее "эволюцию осадочных пород" и "эволюцию осадочных формаций" как различие в составе однотипных пород и формаций в геологической истории и появление на определенных временных рубежах пород и формаций неповторяющегося состава. Это правомерный и важный этап накопления фактических данных: существенный вклад в него внесли исследователи разных стран. На современном этапе заложено и четвертое направление в изучении эволюции осадочного процесса — эволюции как изменения главных факторов осадконакопления в геологической истории Земли, ведущее к глобальной смене обстановок седиментации, а также типов осадочных пород и формаций. В развитие этого направления внесли вклад исследователи разных стран, однако наиболее существенный — исследователи отечественных школ литологов: Н.М. Страхова, Л.В. Пустовалова, А.Б. Ронова, А.Л. Яншина. Двум последним направлениям в изучении эволюции осадочного процесса и посвящен настоящий сборник.

В качестве главных факторов осадконакопления рассматриваются составы атмосферы, гидросферы, растительные и животные организмы и продукты их жизнедеятельности, тектонический режим Земли. В связи с общей эволюцией тектонического режима устанавливается изменение в соотношении океанического, морского и континентального осадконакопления в истории Земли. Непостоянными для атмосферы были состав газов, термобарический режим; для гидросферы — состав растворенных катионов, анионов и газов, температура. Характер и масштабы

эволюционного процесса определяются диапазоном изменения факторов седиментации и времени проявления переломных моментов их воздействия. В сборнике обсуждаются две точки зрения на время установления атмосферы современного типа. Одна из них допускает появление значительных количеств кислорода уже в раннем докембрии. Как следствие, с этого времени предполагается и возникновение обстановок седиментации, близких современным. Таким образом, сторонники этих взглядов допускают с раннего докембрия преобладание тождественных по составу седиментационных продуктов, тогда как "экзотические" осадки рассматриваются как аномальные. Другая точка зрения отражает взгляды, предполагающие постепенное изменение факторов седиментации в течение всей геологической истории Земли. Этот естественный процесс происходил путем прерывисто-поступательного взаимосвязанного изменения атмосферы, гидросферы, биосферы и тектоносферы. Не все осадки или их отдельные компоненты одинаково реагировали на изменение факторов седиментации. Терригенная часть седиментосферы более инертна, консервативна. Ее изменение определялось главным образом составом областей питания. Сравнительный анализ древних и современных осадков, в которых преобладает терригенная составляющая, показывает, что последняя информативна для расшифровки эволюции осадочного процесса на большом временном интервале, но неинформативна — на более узком. Для последних более пригодна аутигенная составляющая. Это — аллиты, железистые, кремнистые, карбонатные, сульфатные, соляные и другие породы. Анализ их распределения в пространстве и времени — тот основной фактический материал, на котором строится эволюция осадочного процесса. Дополнительные сведения об изменении отдельных факторов седиментации могут быть получены при изучении газово-жидких включений, изотопов отдельных элементов и т.д.

Предлагаемый сборник многосторонне освещает проблему эволюции осадочного процесса. В этом научном направлении еще много спорного и неясного. Публикация материалов совещания, как можно надеяться, повысит интерес к затронутым вопросам, привлечет внимание более широких кругов геологической общественности, приблизив тем самым время решения рассматриваемой проблемы.

А.П. Яншин, Ю.П. Казанский, И.В. Николаева

ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Эволюция осадочного процесса — важнейшая теоретическая проблема современной литологии, и от ее решения в значительной степени зависят успехи практической геологии и поисков полезных ископаемых. Проблема широка и многогранна. Поэтому изложить ее в полном объеме в настоящей статье не представляется возможным. Мы ограничили изложение темы следующими вопросами: 1) определение понимания эволюции осадочного процесса; 2) эволюции седиментогенеза и литогенеза как развитие геосфер; 3) продукты эволюции — осадки, осадочные породы, формации; 4) факторы, определяющие формирование осадка, и их развитие во времени; 5) принципы построения теории осадконакопления на эволюционной основе; 6) эволюция и полезные ископаемые.

Понятие эволюции¹ в широком смысле этого слова является синонимом развития, в более узком — одного из основных типов развития: медленные, постепенные количественные и качественные изменения, носящие направленный, обычно усложняющийся характер. Наиболее широкое применение это понятие получило в биологии, где его рассматривают как поступательное усложняющееся развитие растительного и животного миров.

Общеизвестно, что определение понятий играет важную роль в науке, поскольку составляет основную часть каждой научной теории. С развитием науки соответственно изменяются и уточняются понятия, отражая в логической форме успехи научного мышления. Исторически более благополучное положение с определением понятий складывалось в точных науках, в которых теоретические представления развивались в тесном контакте с законами логики. Иное положение сложилось в естественных науках в связи с их в значительной степени описательным характером и эмпирическим методом изучения объектов. Обращение к теоретическим обобщениям требует привлечения всего аппарата логического мышления и совершенствования определения понятий.

В литературе можно встретить несколько аспектов в понимании эволюции применительно к литологии. Они не только имеют мировоззренческий характер, но и определяют направление как теоретических разработок, так и прикладных исследований в геологии.

Первое — эволюция как процесс превращения осадка в осадочную породу, а затем преобразование самой породы; при этом предполагается, что характер геологических процессов не изменялся во времени, типы осадков и обстановки их образования были аналогичными современным [Гаррелс, Маккензи, 1974; Градинский и др., 1980; Петтиджон, 1981].

¹ *Evolution* (лат.) — развертывание.

Второе — эволюция как смена напластований пород и формаций в разрезе. Смена состава близких по возрасту отложений и обстановок их образования рассматривается в качестве признаков эволюции осадочного процесса.

Третье — термин “эволюция” широко используется при характеристике изменения состава однотипных пород или их ассоциаций во времени. В литературе встречаются такие выражения, как “эволюция кремнистых пород”, “эволюция осадочных формаций” и т.д. Как правило, при рассмотрении этого варианта эволюции авторы ограничиваются констатацией самого факта возрастного распределения разновидностей формаций (пород) определенного типа. Этого недостаточно для решения проблемы эволюции осадконакопления.

Четвертое — эволюция как изменение главных факторов осадконакопления на протяжении обозримого периода геологической истории Земли; изменение, ведущее к глобальной смене обстановок седиментации, а также типов осадков, осадочных пород и их ассоциаций во времени.

Суть каждого определения понятия эволюции раскрывает методология, т.е. совокупность методов, с помощью которых могут быть удовлетворены эти понятия. Однако в определении понятий методов тоже нет единодушия среди исследователей.

Характеризуя геологическое исследование как историко-геологическое, Г.П. Леонов [1970] различает три категории методов: прямые, сравнительные и корреляционные. Прямые методы занимают изучением тех или иных свойств (признаков) объектов при непосредственном наблюдении: прямые методы геологического картирования, минералогические, петрографические, палеонтологические, физико-химические и другие методы, многие из которых являются общими как для естественных, так и для точных наук. Эти методы исследования дают нам представления об объекте как таковом — его размерах, форме, структуре и составе. Сравнительные и корреляционные методы начинают играть главную роль на втором этапе исследований — при выявлении истории формирования объекта. Этот этап, в свою очередь, подразделяется на две стадии исследования. На первой решается проблема геологического времени, что позволяет в конечном итоге составить хронологическую летопись явлений в геологической истории Земли. Вторая стадия историко-геологических исследований заключается в сопоставлении и типизации геологических явлений и выяснении общих причин и закономерностей этих явлений в пространстве и во времени. К сравнительным относятся частные методы актуализма, экспериментальный, относительной геохронологии) и общие сравнительно-исторические методы (сравнительно-тектонический, сравнительно-литологический, сравнительно-палеогеографический и др.).

Частный характер сравнительных методов определяется тем, что они применяются на первой стадии историко-геологического исследования и являются методами историко-геологической интерпретации результатов изучения геологических объектов прямыми методами, причем интерпретация осуществляется путем сравнения объекта с другим, природа которого известна.

Общий характер сравнительных методов определяется тем, что они используются на второй стадии историко-геологического исследования и служат цели выяснения общих закономерностей распределения геологических явлений различного типа в пространстве и во времени. Очевидно, частными методами можно решить проблему анализа цикличности, общими — периодичности в истории осадконакопления;

частными — смену событий во времени, общими — установление необратимого характера развития явлений геологической истории; частными — изучение обстановок и физико-химических параметров среди морского карбонатакопления в сравнении с современным процессом, общими — выяснение общих закономерностей морского карбонатакопления в пространстве и во времени. На всех этапах геологических обобщений большое значение имеют корреляционные методы историко-геологической интерпретации геологических явлений, которые осуществляются, как мы могли бы сформулировать, путем анализа взаимоотношений объектов низшего ранга с целью установления их принадлежности к идеальным объектам высшего ранга и определения геологических факторов, породивших эти объекты. Пример корреляционного анализа — выделение типов пород по парагенезам минералов, толщ и формаций, по ассоциациям пород, крупных тектонических структур — по рядам формаций, эпох складчатости — на основе данных о магматической деятельности и т.п.

Большая дискуссия ведется по определению понятия метода актуализма. Одни исследователи отождествляют метод актуализма со сравнительно-историческим, в частности со сравнительно-литологическим, другие — с униформизмом. Такое положение вещей отражает путаницу в определении понятий методов науки и научных концепций, или принципов. Метод актуализма, устанавливающий сходство объектов и тождество явлений настоящего и прошлого, основной для концепции униформизма, которая принимает, что древние и современные изменения в земной коре вызваны одними и теми же причинами, протекающими с одной и той же интенсивностью; поэтому суммарный эффект изменений определяется длительностью времени их воздействия (Геттон, Лайель и др.).

Сравнительно-литологический метод в первом своем варианте [Архангельский, 1927] был тождествен методу актуализма, поскольку применимость его ограничивалась молодым возрастом подлежащих изучению толщ, органический мир и физико-химические условия образования которых близки современным. Считалось, что изучение мезозойских и тем более палеозойских отложений может встретить серьезные затруднения в применении этого метода.

Признавая самостоятельность метода актуализма, многие исследователи отмечали его ограниченность: 1) из сущности аналогии как метода мышления; 2) из относительности использования современной геологической эпохи как эталона в связи с: 3) необратимостью развития геологических процессов [Жемчужников, 1948]. Попытки одних исследователей абсолютизировать метод актуализма, а других дискриминировать его и заменить сравнительно-литологическим бесспорно свидетельствуют о самостоятельном характере обоих методов и их взаимозаменяемости.

В 50-х годах проходила острая дискуссия о путях развития науки об осадочных породах. В ходе дискуссии Н.М. Страхов [1950, 1951] впервые сформулировал суть методологии этой науки, которую определил методами сравнительно-литологическим и историко-геологическим. Сравнительно-литологическим методом Н.М. Страхов [1951, с. 14] предложил называть "способ решения генетических вопросов путем органической увязки данных по современному осадконакоплению и по древним породам с выделением сходств и различий современного и древнего". Н.М. Страхов считал, что этот метод является расширением и видоизменением одноименного метода А.Д. Архангельского. Н.С. Шатский с соавторами [1951] высказались в связи с этой

дискуссией в пользу большого значения метода актуализма не только для литологии, но и для тектоники, палеоклиматологии, геоморфологии и других наук. Они полагали, что этот метод является лишь частью исторических методов. Однако эти авторы подчеркивали неприемлемость принципа униформизма, который часто называют принципом актуализма.

В решении, завершившем дискуссию Совещания по осадочным породам, сказано, что "метод сравнения настоящего с прошлым . . . часто обозначившийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования" [Решение . . . , 1952, с. 157]. Это же совещание признало неприемлемость принципа актуализма как научной концепции.

В последующих работах [Высоцкий, 1959, 1961; Тихомиров, 1959; Равикович, 1969; Леонов, 1970; Зубков, 1971; Комаров, Кондратьев, 1974] все большее число исследователей склонялись к мнению о самостоятельном значении методов актуализма и сравнительно-исторического, в том числе сравнительно-литологического. И это вполне закономерно. Сравнительно-литологический анализ А.Д. Архангельского базируется на методе аналогий, сравнительно-литологический анализ Н.М. Страхова требует дополнительно широкого применения корреляционных методов.

Рассмотренный обзор методов показывает, что на период 50–60-х годов в теории осадконакопления, как и в теории геологии в целом, отсутствовало общепризнанное понимание методов геологии как целостной системы, в которой один метод предполагает и дополняет другой. На современном этапе становится очевидным, что полнота геологического обобщения может быть достигнута при полном и умелом использовании возможностей методов в их совокупности. Это необходимо иметь в виду при исследовании как пород, отложений и формаций, сходных с современными, повторяющихся в истории осадконакопления, так и отличных от современных, неповторяющихся, так называемых экзотических.

В дополнение к сравнительно-историческим методам, в частности сравнительно-литологическому, Н.М. Страхов [1949–1951] предлагает применять историко-геологический метод, синтезирующий данные сравнительно-исторических методов в единую геологическую историю Земли, выясняющий закономерные связи между различными геологическими явлениями и процессами (движениями земной коры, развитием жизни, внутренней жизнью планеты, процессами осадконакопления и т.п.) в хронологической последовательности.

Подводя итог обсуждению методов, обращаем внимание на закономерное уменьшение их числа, как и числа изучаемых объектов по мере усложнения обобщения (табл. 1). У прямых методов объектов исследования множество, у сравнительно-исторических — меньше, у историко-геологического метода — один объект исследования — Земля в целом.

Возвращаясь к четырем рассмотренным определениям понятия эволюции осадочного процесса, необходимо отметить, что эти понятия имеют разные методологические основы, т.е. совокупность методов, с помощью которых выявляется эволюция осадконакопления. Напомним эти определения.

Первое — эволюция как процесс превращения осадка в осадочную породу, а затем преобразование самой породы. Этот аспект абсолютизирует метод актуализма, доводя его до униформизма, и не учитывает особенностей исторического развития. Слабо использованы корреляционные методы. Этот аспект эволюции по существу сводится к стадийному анализу осадочных отложений, что делает такое понимание эволюции неправомерным.

Второе — эволюция как смена напластования близких по возрасту

Таблица 1
Взаимодействие методов при изучении осадочных отложений

| Класс метода | Класс подлежащих изучению объектов | Пример метода |
|---------------------------|------------------------------------|--|
| Прямой | Индивид геологического объекта | Минералогический, петрографический, палеонтологический, геологический, геологическое картирование, физико-химический и др. |
| Сравнительно-исторический | Типы геологических объектов | Актуалистический, экспериментальный, сравнительно-литологический, сравнительно-палеонтологический, сравнительно-такто-нический и др. |
| Корреляционный | Земля в целом | Историко-геологический |

пород и формаций в разрезе. Этот аспект не применяет в полной мере исторические методы, не учитывает масштабности явлений, практически игнорирует корреляционные методы. Методически этот аспект эволюции сводится к изучению последовательности напластования и фациальному анализу отложений в регионе, т.е. осуществляет задачи, необходимые для геологического картирования. Применение термина "эволюция" в таком аспекте нам также представляется излишним.

Третье — изменение близких по составу формаций (кремнистых, карбонатных) во времени, или иначе — выявление возрастных закономерностей распределения пород и формаций. Такое исследование заканчивается на уровне применения прямых методов и фактически не затрагивает программу обобщения сравнительно-историческими и историко-геологическими методами. Поэтому выявление возрастных закономерностей распределения пород и формаций следует рассматривать как вполне закономерный первый этап обобщений на пути решения проблемы эволюции осадконакопления, но не само решение.

Четвертое — эволюция как изменение главных факторов осадконакопления на протяжении обозримого периода геологической истории Земли, изменение, ведущее к глобальной смене обстановок седиментации, а также типов осадков, осадочных пород, их ассоциаций и связанных с ними осадочных полезных ископаемых. Это направление учитывает всю историю геологического развития, базируется на взаимодействии указанных методов и должно пройти последовательно три этапа обобщения результатов исследования, полученных: 1) прямыми, 2) сравнительно-историческими и 3) историко-геологическими методами.

Анализируя геологическое развитие Земли, большинство исследователей приходят к выводу о направленном необратимом эволюционном его характере. Признаками прогресса в развитии неорганического мира являются направленное нарастание силы признаков и (или) разнообразия признаков и (или) объектов одного или разных классов. Яркий пример необратимости геологического развития — превращение неорганической материи в органическую с возникновением жизни и усложнением органического мира, дифференциации первичной гомогенной массы Земли на геосферы, возникновение земного ядра, расслоение вещества мантии, увеличение неоднородности земной коры, усложнение струк-

туры поверхности Земли, появление области осадконакопления, а затем усложнение минерального и породного состава этой области под влиянием эндогенных и экзогенных факторов [Горак, 1970]. Таким образом, развитие осадконакопления во времени нельзя рассматривать в отрыве от развития Земли в целом, а также окружающей ее оболочек и космической среды.

Продукты эволюционировавшего процесса осадконакопления: осадки, породы, формации. Поскольку формациям посвящается специальная статья (см. статью А.Л. Яншина и М.А. Жаркова в настоящем сборнике), мы остановимся на анализе осадков и пород. Космос, геосферы, литосфера, седиментосфера и части самой области осадконакопления (табл. 2) включают комплекс факторов седиментогенеза и литогенеза, из которых в своем сообщении мы рассматриваем факторы, характеризующие параметры геосфер или их частей. Под областью осадконакопления мы понимаем пространство, на котором осадочный материал мобилизуется (источник образования материала), переносится (пути миграции) и локализуется (бассейн седиментации). Совокупность областей осадконакопления на поверхности Земли называется седиментосферой. Помимо того, что седиментосфера может разделяться на части — седиментационные области, ее можно делить и по возрастным интервалам образования.

В настоящее время большинство литологических исследований заканчивается на уровне отдельных частей области осадконакопления в виде отложений определенного состава: кремнистых, карбонатных, красноцветных, соленосных, железорудных, бокситоносных и т.п. Реже даются обобщения на уровне отдельных бассейнов или регионов. Однако в настоящее время мы не имеем ни одного обобщения по седиментосфере или ее частям в пределах определенного возрастного интервала. Это дело будущего. Имеются обобщения по отдельным показателям условий седиментации: климатической зональности, геомагнитного поля, распределения суши и моря, зональности процессов выветривания, которые, однако, не дают характеристики седиментосферы в целом.

В основу построения теории осадконакопления на эволюционной базе заложены представления о природном осадке как гетерогенном образовании (табл. 3); его составляющие — автохтонные и аллохтонные компоненты. Автохтонные включают те части осадка, которые отражают ландшафтно-климатические условия его образования. В общем виде эти компоненты в своем составе и строении фиксируют особенности физико-химической среды осадконакопления (состав атмосферы, газовую и солевую композицию водного раствора, из которого формируется осадок, скелетные элементы флоры и фауны, существующие в области седиментации и т.д.). Пример автохтонного материала на суше — пестроцветные каолиновые глины с примесью кварцевых обломков, слагающих пойменные осадки небольших рек и ручьев во влажной тропической зоне Африки (бассейн р. Нигера и др.). Характерный автохтонный компонент морских отложений — карбонатные минералы, присутствующие в виде скелетных остатков и их частей в переменном количестве среди осадков разных климатических поясов: от полярных до тропиков. Их состав и структурные особенности четко фиксируют ландшафтно-климатическую позицию и глубины бассейна каждого района морской среды седиментации.

Аллохтонные компоненты — продукт динамики среды седиментации. Их структурно-текстурные особенности на суше свидетельствуют о фазе состояния (воздух, жидкость, лед) и форме движения вещества, из кото-

Таблица 2

Схема взаимодействия движущих сил развития Земли,
литосферы, седиментосферы и осадочной области

| Объект | Движущая сила. | | | | |
|--------------------------|--|---|---|---|---------------------------------|
| | внутренняя | внешняя | | | |
| | | прямого воздействия | опосредованного воздействия | | |
| Земля | Взаимодействие геосфер | Взаимодействие Земли с космосом | | | |
| Литосфера | Взаимодействие частей литосферы | Взаимодействие литосферы с другими геосферами | Взаимодействие Земли с космосом | | |
| Седиментосфера | Взаимодействие частей осадконакопления | Взаимодействие частей литосферы с седиментосферой | Взаимодействие литосферы с другими геосферами | Взаимодействие Земли с космосом | |
| Область осадконакопления | Взаимодействие частей области осадконакопления | Взаимодействие областей осадконакопления | Взаимодействие седиментосферы с другими частями литосферы | Взаимодействие литосферы с другими геосферами | Взаимодействие Земли с космосом |

Таблица 3

Схема соподчинения вещественного состава
и условий образования осадочных ассоциаций разного ранга

| Вещественный состав (единица объема и структура) | Геологические группы компонентов пород и их ассоциаций | Элементы обстановки осадконакопления | Основные типы обстановок осадконакопления |
|---|--|--|---|
| Природный осадок, осадочная порода (слой) | 1. Автохтонные компоненты 2. Аллохтонные компоненты | 1. Ландшафтно-климатические зоны 2. Ландшафтно-динамические зоны 3. Источники осадочного материала | Седиментационные обстановки |
| Ассоциации осадков (многослои, пачки, толщи) | Генетические типы осадков (пород) | 1. Седиментационные обстановки и их ряды 2. Тектонический режим частей бассейнов | Седиментационные бассейны |
| Латеральные и вертикальные ассоциации пород (комплексы, формации, серии и т.д.) | Группы генетических типов осадков (пород) | 1. Седиментационные бассейны 2. Тектонический режим бассейнов | Седиментосфера (область осадконакопления) |

рого выпадает осадок, а в морских условиях, где среда однородна, — о ее динамике. Важный показатель условий седиментации — источник осадочного материала. Основное его количество поступает в область седиментации через атмосферу, гидросферу, а также за счет нарушения магматических, метаморфических и осадочных пород литосферы. Менее значительными, хотя локально имеющими большое значение, являются вулканические, гидротермальные и космические источники.

Современные ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические зоны и источники осадочного материала рассматриваются как результат длительного развития их древних гомологов. Так, по составу автохтонных продуктов выделяется девять современных типов континентальных ландшафтно-климатических зон [Казанский, 1979]. Предполагается, что их гомологами были три типа ландшафтно-климатических зон, различавшихся между собой по среднегодовым температурам и количеству влаги (предвлажнотропическая, протосаванная, прапустынно-тропическая).

Сочетание ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон и источников осадочного материала определяют седиментационную обстановку. Существует определенное количество таких сочетаний для современных как континентальных, так и морских условий седиментаций. К ним относятся речные, озерные, золовые и другие обстановки различных климатических зон на суше, области прибрежной, шельфовой, склоновой и пелагической седиментации тропического, субтропических, бореального (нотального) и полярного поясов в морях и океанах. Древние седиментационные обстановки отличались от современных иным термобарическим режимом, физико-химическими условиями среды, характером органического мира и т.д. Комбинация этих параметров определяла другой, отличный от современного, тип седиментации в каждой точке области осадконакопления.

Если седиментационная обстановка с геологической точки зрения представляет собой мгновенное явление, ведущее к формированию осадка или слоя, то седиментационный бассейн — заметное геологическое событие, существующее в течение определенного отрезка времени, измеряемого десятками тысяч, иногда миллионами лет. Примеры таких областей седиментации — бассейны крупных рек, озера, моря и т.д. В их пределах в течение длительного времени менялись седиментационные обстановки, менялось их положение в пространстве. Сумма таких обстановок и их материальное выражение (скопление осадков, генетических типов) фиксируется в литосфере в виде определенного сочетания слоев, пачек, толщ, представляющих собой литологические документы, по которым восстанавливается история существования и развития седиментационного бассейна. Таким образом, реконструкция этой категории охватывает не только конкретные обстановки седиментации, но и состав и строение областей размыва, условий переноса осадочного материала, а также характер тектонических движений как в питающих провинциях, так и в самом седиментационном бассейне. Учет всех этих показателей позволяет наметить характерные типы седиментационных бассейнов, выделив среди них обобщенные модели для сравнительного анализа. В качестве примера влияния тектонического фактора можно привести кварцевые толщи: в докембрийских отложениях они приурочены к прогибам в зонах перехода от платформы к геосинклинальным областям, в фанерозое такие толщи тяготеют к платформам.

Система одновозрастных или близких по возрасту бассейнов седиментации образует область осадконакопления, охватывающую всю поверхность Земли или ее обширные части. Эту область по аналогии с

атмосферой и гидросферой можно назвать седиментосферой (термин предложен И.О. Мурдмаа). Таким образом, эта система представляет собой пространство на поверхности Земли, включающее среды седиментации, источники осадочного материала и формирующиеся осадки (осадочные породы) конкретного возрастного интервала. Для каждого из них возможно воссоздание модели седиментосферы этого возраста. Общая модель будет включать все возрастные среды, в течение которых известен процесс седиментации. Она будет отвечать общей седиментационной модели Земли.

Выполнение такого исследования сталкивается с проблемой прослеживания сходства — различия современных и древних автохтонных компонентов. Их оценка определяется достоверностью сведений, их доказательностью, глубиной отображения свойств, связей и отношений. Если визуальные описания и определения в значительной степени субъективны, то применение физико-химических методов обуславливает получение более доказательных и легче проверяемых результатов. Важен правильный подбор методов исследования объектов, которые будут определять глубину количественной оценки сходств и различий сравниваемых показателей. При этом также следует учитывать степень сохранности свойств объектов, количество которых будет сокращаться при постседиментационных изменениях. Максимальные изменения, наблюдаемые в параморфитах, увеличивают количество сходных черт (химический состав и т.д.) при резком сокращении различий в седиментационных признаках. Современные методы пересчета химического состава позволяют восстановить тип осадка (песок, глина, известняк и др.), в общем виде определить состав породообразующих минералов и некоторых характерных примесей.

Однако в интерпретации результатов пересчета, как и в интерпретации парагенетических ассоциаций минералов при восстановлении первичного состава и закономерностей вторичного преобразования осадочных отложений, нет единого подхода среди исследователей разных школ в нашей стране. Еще хуже обстоит дело с изучением постседиментационных изменений осадочных отложений у зарубежных исследователей [Гаррелс, Маккензи, 1974; Градзинский и др., 1980; Петтиджон, 1981], в чьих фундаментальных работах по осадочным породам эти проблемы не рассматриваются, что, естественно, поставило указанных авторов в положение, когда они не могут решить вопрос о первичности или вторичности состава древних осадочных пород и ставят под сомнение эволюцию неорганического мира как таковую. В отечественной литературе последних 15 лет фундаментальные работы, в которых бы рассматривалось решение узловых вопросов проблемы вторичного преобразования осадочных отложений, тоже отсутствуют. Все это заставляет нас обратить особое внимание на необходимость проведения глубоких целенаправленных исследований в этой области.

Правильность методического подхода определяется, кроме того, соответствующим подбором сравниваемых объектов. Выше упоминалось о наследственности в развитии ландшафтно-климатических зон. В качестве примера сравним состав автохтонных продуктов современной влажнотропической зоны и ее рифейского правлажнотропического гомолога. Сходство объектов состоит в том, что автохтонный материал в обоих случаях представлен окислами железа и алюминия. Однако в современной зоне эти окислы приурочены к корам выветривания и лишь частично в перетолженном виде — к речным осадкам, представленным олигомиктовым гравием, песком с прослоями пестроцветных као-

линовых глин. Автохтонный материал рифейских отложений, состоящий главным образом из окислов железа, приурочен к мощным аллювиальным толщам кварцитов, распространенным на больших площадях. Кроме того, с ними связаны линзы гематитовых пород, а в дельтовых областях образуются месторождения гематито-хлоритовых и хлоритовых руд. Пласты диаспоровых пород также связаны с осадочными толщами [Пинус и др., 1981].

Аллохтонные компоненты, представленные терригенными образованиями, своими структурно-текстурными параметрами отражают фазовое состояние среды седиментации и ее динамику (континентальные области) или динамику среды (морские области). Выявление эволюции по аллохтонным компонентам связано с большими трудностями. Сравнительный анализ строения современных и древних толщ был выполнен только для аллювиальных отложений [Сочава, 1979], что позволило выявить отличие в характере переслаивания пойменных осадков, которое для докембрийских разрезов больше напоминает пролювиальный тип.

Приведенные примеры, количество которых можно умножить, свидетельствуют о том, что гомологи современных ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон существовали в далеком геологическом прошлом и что современные зоны представляют собой конечный продукт их длительного развития. В результате предлагаемых конструкций возможно выявление рядов последовательной смены таких зон, имеющих соответствующие автохтонные и аллохтонные индикаторы. Характерно, что от более древних геологических эпох к более молодым растет количество зон и индикаторов, их определяющих.

Сочетание ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон, а также источников осадочного материала является основанием для выделения обстановок осадконакопления. Примерами могут служить упомянутые выше современные континентальные влажнотропические речные обстановки и их рифейские гомологи, с присущими им чертами строения и наборами автохтонных и аллохтонных индикаторов.

Наборы обстановок осадконакопления определяют тип бассейна осадконакопления. Кроме того, анализ распределения автохтонного и аллохтонного материала в пределах этого бассейна — основание для установления типов источников осадочных продуктов, а также масштабов их поступления. Сравнивая аллювиальные бассейны современной и рифейской седиментации во влажнотропических условиях, легко убедиться в том, что в докембрии количество материала, поступавшего из зрелых кор выветривания, было несравненно больше, о чем свидетельствуют мощные толщи кварцитов и кварцевых песчаников того времени, занимающих огромные площади на всех континентах.

Анализ разновозрастных бассейнов осадконакопления на больших площадях или глобально является главным для характеристики области седиментации. Такие реконструкции могут быть в настоящее время выполнены для молодых, мезозойских и кайнозойских отложений, для которых имеются данные как для площадей континентов, так и для акватории Мирового океана. Детальная характеристика особенностей строения, состава и условий формирования разновозрастных областей осадконакопления станет ведущей для выявления эволюции осадочного процесса, а также построения теории осадко- и породообразования на эволюционной основе.

Важность изучения эволюции осадочного процесса для поисков полезных ископаемых определяется рядом факторов.

Во-первых, главнейшие типы полезных ископаемых не имеют

себе аналогов в современных осадках: связанные с морскими бассейнами прошлого залежи гипса, каменных и калийных солей, медистые песчаники, морские доломиты, железистые кварциты и оолитовые железные руды, марганцевые руды прибрежных фаций, опоки, пластовые фосфориты, параллельные угли, яшмы и кремнистые сланцы, морские бокситы и многие другие образования. Накопление латеритных бокситов связано с развитием лесной фауны в девоне. Главный уровень фосфоритообразования — пограничные слои кембрия и докембрия. Именно с этим временем связаны крупнейшие месторождения пластовых фосфоритов Казахстана (Каратау), Монголии (Хубсугул), Индии, Австралии, Африки.

Во-вторых, в ходе геологической истории для близких типов полезных ископаемых наблюдается смещение фациального профиля. Например, углеродсодержащие отложения докембрия морские, тогда как к позднему палеозою сформировался профиль из трех фациальных групп накопления органического вещества: морские горючие сланцы, параллельные угли и внутриконтинентальные угли. Гематитовые железные руды распространены в красноцветях докембрия и нижнего палеозоя, а угли — в красноцветях нижнего мезозоя. Смещение главных зон эвапоритообразования наблюдается из морских обстановок раннего палеозоя в лагунные и континентальные позднего палеозоя и мезозоя и в преимущественно континентальные бассейны кайнозоя.

В-третьих, отмечается повторяемость во времени при постепенном изменении петрографических, минералогических и (или) геохимических особенностей отложений. Например, железистые кварциты в докембрии, оолитовые гематитовые и бурые железные руды в фанерозое, широкое развитие доломитов в составе карбонатных толщ докембрия и нижнего палеозоя и известняков в мезозое и кайнозое. Эти примеры показывают, что изучение закономерностей образования и прогнозирование полезных ископаемых необходимо проводить с позиций эволюционного развития процессов осадконакопления в геологической истории Земли.

В заключение обращаем внимание на следующие положения.

1. Рассмотренные примеры направленного, усложняющего состава и строения осадочных толщ развития осадконакопления и выявленные различия условий образования осадков свидетельствуют об эволюции процессов литогенеза. Необходимо использовать строгое и корректное определение понятия "эволюция", исключая сведение его к стадийному анализу или задачам выяснения последовательности напластования, необходимого для геологического картирования.

2. Для выявления особенностей развития процессов седиментогенеза и литогенеза в геологической истории необходимо использование комплекса методов: прямых, сравнительно-исторических и историко-геологического. В основу этих построений должны быть положены результаты исследования объектов прямыми методами. Целенаправленность подбора прямых методов определяется принимаемой моделью, гипотезой или теорией осадочного процесса.

3. Необходимо усилить исследование общих закономерностей постседиментационного преобразования осадочных отложений на основе как стадийного анализа, так и палеоседиментационных исследований. Эти исследования необходимы для создания полной картины эволюции литогенеза.

4. Для выяснения общих закономерностей осадконакопления в пространстве следует различать автохтонные и аллохтонные компоненты осадка (осадочной породы) и устанавливать их индикаторные возможности для

выявления эволюции ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зон, которые могут служить своеобразными единицами при характеристике обстановок седиментации и источников сноса. Типизация обстановок седиментации и источников сноса должна установить общие особенности областей определенного возрастного интервала. Сравнение последних с помощью комплекса сравнительно-исторических и историко-геологического методов даст нам наиболее полное и объективное представление о временных особенностях осадочного процесса и его эволюции. Эти задачи нам в основном еще предстоит выяснить.

5. Теоретические основы прогнозирования и поисков полезных ископаемых необходимо развивать с учетом эволюции осадочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Изд-во Сов. нефт. пром., 1927. 184 с.
- Высоцкий Б.П. Возникновение актуализма как научного метода геологии. — В кн.: Очерки по истории геологических знаний. вып. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 64—103.
- Высоцкий Б.П. Возникновение униформизма и соотношение его с актуализмом. — В кн.: Очерки по истории геологических знаний, вып. 9. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 84—125.
- Гаррелс Г., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.
- Горак С.В. Об определении термина "развитие" и общем характере геологических процессов. — В кн.: Диалектика развития и теория познания в геологии. Киев, Наук. думка, 1970, с. 40—57.
- Градзинский Р., Кастецкая А., Радомский А., Уерук Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 646 с.
- Жемчужников Ю.А. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода. — В кн.: Литологический сборник, 1. Л.; М.: Гостехиздат, 1948, с. 59—65.
- Зубков И.Ф. О значении познания современного состояния Земли для познания ее истории. — В кн.: Пути познания Земли. М.: Наука, 1971, с. 255—262.
- Казанский Ю.П. О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли. — Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 17—27.
- Комаров Г.Г., Кондратьев А.А. Актуализм как метод научного познания в геологии. — В кн.: Философские вопросы геологии, 1974. (Тр. Свердл. горн. ин-та; Вып. 115/5), с. 103—116.
- Леонов Г.П. Историзм и актуализм в геологии. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 3, с. 3—15.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 750 с.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. 98 с.
- Равикович А.И. Развитие основных теоретических направлений в геологии XIX века. М.: Наука, 1969. 248 с.
- Решение Совещания по осадочным породам. — В кн.: Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 328.
- Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.
- Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. — Изв. АН СССР. Отд. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
- Страхов Н.М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 103—146.
- 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.
- Тихомиров В.В. Актуализм в трудах русских геологов начала XIX века. — В кн.: Очерки по истории геологических знаний. М.: Углетехиздат, 1959, вып. 8, с. 153—164.
- 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—163.

П.П. Тимофеев, А.Г. Коссовская, В.Н. Холодов

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших проблем литологии и геохимии — сравнительное исследование осадочного чехла океанов и континентов Земли. Следует сразу же подчеркнуть, что геологическая история океанов, выявленная на основе глубоководного бурения, охватывает относительно небольшой интервал времени — 180—200 млн. лет — от триаса и юры до квартера; более древние отложения палеозойского возраста достоверно устанавливаются только на тех островах, что располагаются в зонах, переходных от океанов к континентам. Неизмеримо более объемной представляется геологическая история континентальных блоков; древнейшие породы в пределах щитов платформ имеют возраст 3,5—4 млрд. лет, что в целом соответствует абсолютному возрасту древнейших тел солнечной системы (4550 млн. лет).

Если принять возраст самых древних пород континентов в 4000 млн. лет, то станет очевидным, что достоверно установленная история океанов составляет лишь 5% геологической истории Земли; иначе говоря, непосредственное сравнение важнейших геологических событий на континентах и в океанах может охватить лишь очень небольшую часть истории планеты. Вся остальная ее часть может быть реконструирована уже не прямыми, а только косвенными методами, на основе литолого-геологических исследований, сосредоточенных в пределах континентального блока; палеозойское прошлое современного Мирового океана, составляющего, как известно, 2/3 поверхности планеты, восстанавливается лишь на основе тех или иных теоретических предположений.

Следует также подчеркнуть, что палеозойские толщи континентов, изучение которых представляет собой ключ к познанию "древних океанов", развиты на относительно небольшой площади континентального блока ($149 \cdot 10^6$ км², или 1/3 поверхности Земли). Почти повсеместно они испытали на себе воздействие интенсивных катагенетических (регионально-эпигенетических), а местами метаморфических процессов, и, естественно, что седиментационные обстановки, в которых они возникали, реконструируются обычно очень приближенно. Наряду со сложностями воссоздания различных типов тектонических движений все это чрезвычайно затрудняет палеогеографические построения и, возможно, именно поэтому само существование палеозойских океанов на континентах до эпохи распада Пангеи до сих пор выглядит всего лишь как более или менее обоснованное предположение.

Трудности изучения "палеозойских океанов" в пределах континентального блока Земли связаны также с двойственной трактовкой самого понятия "океан". Действительно, одни геологи вкладывают в этот термин структурно-тектонический смысл и считают обязательным его признаком наличие коры океанического типа, в пределах которой I слой представлен разнообразными осадочными напластованиями, II слой сложен толеитовыми базальтами, а III слой в верхней своей части слагается базитами, преимущественно габброидами [Пейве, Пушаровский, 1982]. В такой трактовке размеры этого озерного, морского или океанического водоема, а также механизм накопления в нем осадков отступают на второй план и главным



признаком океанической структуры становится широкое пространственное развитие здесь толеитовых базальтов и офиолитовых формаций.

Другие исследователи [Архангельский, 1912; Наливкин, 1956; Страхов, 1960, 1976, 1979] считают необходимым четко различать озерный, морской и океанический типы осадкообразования и под термином "океан" понимают исключительно водоемы с максимальной площадью акватории, колоссальной глубиной и относительно небольшим коэффициентом B/Z (отношением площади питающей провинции к площади акватории); хотя периферические шельфовые части такого гигантского конечного водоема стока представляют арену формирования обычных терригенных морских осадков, слабо отличающихся от осадков эпиконтинентальных морей, его абиссальные области концентрируют в себе весьма характерные океанические отложения, которые и следует рассматривать как своеобразные индикаторы океанического осадочного процесса. В таком понимании "океан" существенно отличается от "моря" не только по особенностям своей морфометрии, но и по характеру своих глубоководных осадков, хотя оба эти водоема могут занимать близкую структурно-тектоническую позицию, располагаясь в области развития океанической коры. Более того, в ряде случаев огромные океаноподобные палеоводоемы, сходные по размерам с океаническими, могут развиваться на древних платформах, захватывая участки, сложенные типичной континентальной корой.

Таким образом, с точки зрения литолога, существование древнего океана должно доказываться не только путем реконструкции типа древней земной коры, но главным образом путем отыскания древних абиссально-пелагических океанических отложений и анализа их пространственных взаимоотношений с более мелководными морскими фациями. К сожалению, несмотря на многочисленные попытки найти гомологи современных океанских отложений в палеозойских толщах континентов, достоверные литологические индикаторы древнего океанического осадконакопления здесь до сих пор не обнаружены.

Еще более сложный объект для исследования — осадочные толщи докембрия. Общеизвестно, что эти образования доступны непосредственному геологическому наблюдению только в пределах щитов древних платформ и в ядрах орогенов; отдельные разрозненные выходы докембрийских пород на дневную поверхность в общей сложности составляют, по подсчетам Г.В. Войткевича и Г.И. Лебедево [1975], около 18% площади материков, хотя и представляют более чем 85% истории планеты (3400 млн. лет). Как правило, эти отложения еще более интенсивно, нежели палеозойские, переработаны метаморфическими процессами; нередко первично-осадочные толщи превращены в различные кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, мигматиты и другие породы высоких ступеней метаморфизма. Естественно, что реконструкция их первично-осадочной природы, фациальной принадлежности и условий формирования представляет собой совершенно особую проблему. И хотя в этом направлении литологи далеко продвинулись вперед благодаря работам академика А.В. Сидоренко и его сотрудников, думается, что сама методика палеофациальных реконструкций в докембрийских отложениях нуждается в дальнейшей разработке и совершенствовании.

Из-за трудности стратиграфических сопоставлений докембрийских толщ [Келлер, 1964; Семихатов, 1974], а также из-за невозможности широких палеогеографических реконструкций в докембрии вообще отсутствуют какие-либо достоверные доказательства существования докембрийских палеоокеанов и палеоконтинентов. Более того, геологические материалы, опубликованные недавно А.В. Сидоренко [1976; Сидоренко и др., 1978],

а также Б. Виндли [Windley, 1980], свидетельствуют о широком развитии в этих отложениях признаков кор выветривания, палеопочв, несогласий, прибрежных отложений литорали (приливных, строматолитовых, карбонатных банок, себха), речных отложений, конгломератов, тиллитов, континентальных красноцветов, моласс и следов наземного вулканизма, а это, в свою очередь, наводит на мысль о том, что зеленокаменные пояса архея представляли собой узкие и, по-видимому, морские бассейны осадконакопления с расчлененным вулканическим рельефом, заключенные между значительными по площади массивами суши. Поскольку, однако, в ходе метаморфических преобразований докембрийских пород многие важные черты условий осадкообразования оказались стертыми, а сами они теперь обнажены в виде отдельных участков, реконструкция очертаний древних континентов и океанов оказывается чрезвычайно сложной, а подчас и неразрешимой задачей. Поэтому даже самые убежденные сторонники тектоники плит [Башарин и др., 1973; А.Э. Энгель, Ц.Т. Энгель, 1972; Talbot, 1973; Kerr, 1978] очень редко решаются распространить свои построения на глубокие слои докембрия и, что не менее важно, оперируют в своих представлениях не системой "континент—океан", а "континентальная или океаническая кора", имея в виду в последнем случае участки широкого развития офиолитовых комплексов.

Итак, характеризуя эволюцию осадочного породообразования в истории планеты, мы опираемся на существенно различный по своей представительности фактический материал.

История развития континентов и океанов довольно достоверно реконструируется на последнем этапе эволюции Земли — от триаса и юры до настоящего времени. Менее достоверны представления о существовании и специфике древних океанов в палеозойское время, вплоть до формирования и распада Пангеи; по существу, большинство геологов, исследующих "палеозойские океаны", говорит не о преобладающем здесь океаническом типе седиментации, а об океаническом типе коры.

Наконец, еще более фрагментарны и менее достоверны сведения о докембрийских океанах; в этой части геология все еще не вышла за пределы умозрительных построений и предположений.

Таким образом, с позиции существования континентального и океанического блоков в истории Земли выделяются три главных этапа: 1) мезозойско-кайнозойский, 2) палеозойский и 3) докембрийский.

Характерная особенность осадочного чехла, развитого как на континентах, так и в океанах, — его крайняя вертикальная неоднородность. При этом на определенных стратиграфических уровнях в осадочных толщах нередко фиксируется появление необычных типов осадков или осадочных пород, скопление осадочных руд, определенных минеральных парагенезов или наборов химических элементов. Все эти литолого-геохимические или литолого-минералогические "аномалии" в разрезе стратисферы отражают нарушения нормальной последовательности глобальных геологических событий и служат своеобразными реперами, имеющими нередко большое стратиграфическое, а также генетическое значение.

Выделение, прослеживание и теоретическое истолкование таких "аномальных" литологических уровней глобальных событий в осадочном чехле Земли должно иметь большое значение, поскольку оно позволит тесно связать между собой самые разнородные геологические события на континентах и в океанах и подчас по-новому представить генезис фиксирующих их осадочных пород, руд, скоплений минералов или химических элементов. В некоторых случаях исследование "аномальных" литологических уровней может помочь синхронизировать между собой ряд трудно

сопоставимых разрезов или даже прогнозировать поиски месторождений полезных ископаемых.

Выявление "аномальных" литологических уровней в разновозрастных осадочных толщах, сравнение их литолого-геохимических особенностей между собой и их прослеживание в стратиграфической последовательности от архея до голоцена может существенно дополнить существующие представления об эволюции осадочного породо- и рудообразования во времени.

При этом, однако, следует иметь в виду, что на разных этапах геологической истории Земли значение и масштабы "аномальных" литологических уровней глобальных событий будут существенно меняться. Действительно, в течение всего мезозойско-кайнозойского этапа они могут иметь планетарное распространение, прослеживаться в осадочных толщах континентов и океанов и реально отражать изменения в "работе" планетарных геологических факторов (деятельность гидросферы, атмосферы, биосферы, глобальные тектонические явления, планетарный вулканизм и др.).

На протяжении палеозойского этапа литологические уровни глобальных событий будут установлены только в пределах континентов; их планетарность чаще всего вытекает из общих соображений или доказывается сравнением осадочных отложений различных континентов между собой.

Наконец, глобальные литологические уровни докембрийского этапа отличаются еще большей условностью. Будучи зафиксированы исключительно в пределах шитов, они на основании ряда косвенных данных и путем применения весьма условных стратиграфических сопоставлений распространяются геологами на всю площадь планеты.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ МЕЗОЗОЯ – КАЙНОЗОЯ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ

Состояние проблемы. Анализ стратиграфических уровней определенных глобальных событий в истории развития осадочного процесса особенно перспективен при сравнительных исследованиях мезозой-кайнозойских отложений не только континентального, но и осадочного чехла океанов. Хотя этот тип исследований и может быть отнесен только к последним 200 млн. лет, т.е. ко времени накопления осадочных толщ на океаническом дне, он представляется весьма интересным. Обширный материал, полученный по более чем 550 скважинам DSDP, многие из которых полностью прошли осадочный чехол вплоть до базальтового ложа, открывает широкие возможности в этом направлении.

Выяснение уровней глобальных "событий", воплощающихся в появлении определенных типов и ассоциаций пород, минеральных парагенезов или минералов, значительно легче распознается или устанавливается в осадочном слое океанов, чем на континентах. Определяется это значительной простотой строения и состава осадочного чехла океанов по сравнению с континентами. В океанах отсутствует свойственное континентам исключительное разнообразие ландшафтно-климатических обстановок и типов питающих провинций, обуславливающих огромное многообразие осадочных комплексов с широким развитием в них различных петрографических типов алюмосиликатных кластогенных пород. В составе осадочного чехла пелагиали океанов абсолютно доминируют биогенные карбонатные и кремнистые отложения (около 80%) при незначительной роли алюмосиликатных, в подавляющем большинстве глинистых пород (около 20%). Последние однотипны по своему составу, что связано как с определяющей ролью в алюмосиликатном минералообразовании базальтовой питающей провин-

ции океанического субстрата, так и с гомогенизацией незначительного количества материала, поступающего с континента. Этот материал локализуется главным образом в пределах шельфов глубоководных желобов и окраинных морей [Коссовская, 1976].

Таким образом, несмотря на то что в осадочном слое океанов существует некоторая неоднородность строения, связанная с многочисленными перерывами и пестротой строения разрезов, общий фон осадочного чехла отличается по сравнению с континентами значительно более простым характером. На этом относительно простом и однородном фоне Мирового океана, естественно, легче проявляются определенные литологические уровни глобального распространения тех или иных пород и минеральных комплексов. Выявление этих комплексов в разрезах скважин глубоководного бурения позволяет потом "протянуть" и охарактеризовать их распространение и в ряде регионов континентальных блоков, особенно окаймляющих океанические бассейны.

Изучение авторами ряда профилей в отдельных "ключевых" регионах в Атлантическом и Тихом океанах и обобщение литературного материала позволяет выявить несколько этапов в истории развития Мирового океана, нашедших свое воплощение в определенных минеральных комплексах, в составе пород осадочного чехла и процессах подводного изменения подстилающего его базальтового ложа [Тимофеев и др., 1973; Коссовская и др., 1981].

Когда мы говорим об особенностях подводного низкотемпературного изменения базальтов, следует иметь в виду то, что данную проблему правомочно рассматривать в том же плане, в котором исследуются процессы выветривания на континентах. Изучение изменения магматических пород под действием пресных вод и атмосферных агентов — предмет исследований в течение многих десятилетий. Материал по гальмиролизу, или подводному выветриванию океанического дна, начинает накапливаться только в последние годы и составляет один из новых и актуальных разделов литологии. Базальтовая океаническая провинция, как сейчас установлено, — важнейшая питающая провинция для формирования пород и полезных ископаемых осадочного слоя океанов [Коссовская и др., 1981].

Анализ имеющегося материала позволил выявить три крупных уровня или этапа распространения определенных типов пород и минеральных парагенезов, которые четко намечаются в истории Мирового океана и могут быть в большей или меньшей степени скоррелированы с аналогичными процессами на континентах.

Этап распространения вулканических пеплов, Fe-смектитов и филлипсита (миоцен—квартер). В осадочном слое океанов этот парагенез четко выявляется в интервале от миоценовых до современных отложений. Он несомненно может быть в дальнейшем разделен на более дробные подразделения, что особенно относится к выделению эпизодов бурных проявлений вулканической деятельности. Удачная попытка установления таких эпизодов (событий) и их корреляции в пределах Циркум-Тихоокеанского региона принадлежит Дж. П. Кеннету и Р.С. Танеллу [Kennet, Thunell, 1975; Kennet a. o., 1977]. Статистические подсчеты количества и мощностей пепловых прослоев в скважинах DSDP позволили им выявить интенсивные вспышки вулканизма в среднем (14 млн. лет) и позднем миоцене (9—10 млн. лет), среднем плиоцене (5—3 млн. лет) и наиболее интенсивную — в четвертичном периоде (1 млн. лет) (рис. 1). Эти же эпизоды иногда с небольшим сдвигом были зафиксированы на континентах на северо-западе Северной и Центральной Америки, в западном обрамлении и вулканических структурах [Kennet and oth., 1977] Тихого океана. Наи-

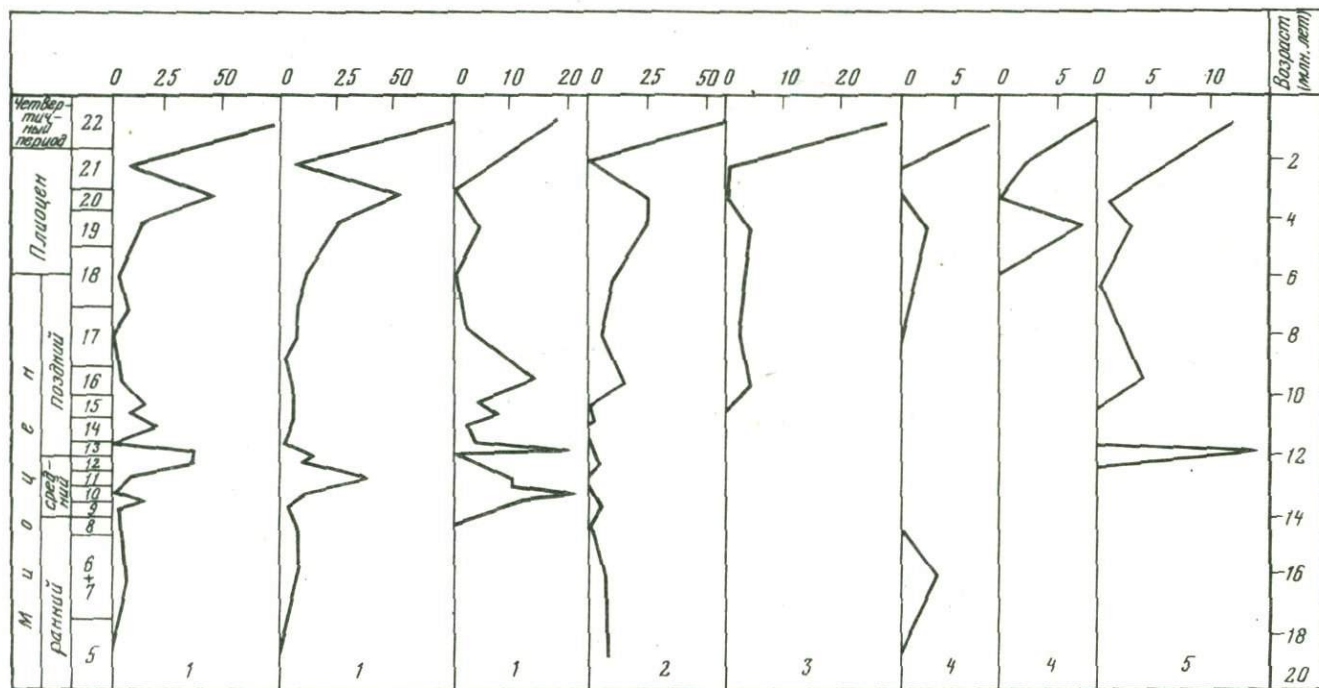


Рис. 1. Количество прослоев вулканических пеллов в разрезах скважин DSDP в Тихом и Атлантическом океанах [Kennett, Thunell, 1975]

1 – Тихий океан; 2 – Центральная Америка; 3 – восточная часть Атлантического океана; 4 – Средиземное море; 5 – Индонезия

более широкое распространение имели среднемиоценовый (Колумбийский) и четвертичный (Каскадный) эпизод. Для более древних слоев авторы считают невозможным выявить достаточно четко пепловые прослои вследствие их глубокой переработки. Конечно, прослои пепла — очень выразительный и легкий объект для распознавания и корреляции, что труднее сделать применительно к другим минеральным образованиям с такой же степенью детальности, однако три этапа в истории формирования осадочного чехла океанов и “отголоски” этих процессов на континентах выявляются достаточно четко.

Соотношение комплексов пород, соответствующих первому (миоцен-современному) и второму (эоцен-меловому) парагенезам, очень наглядно прослеживается на Транстихоокеанском профиле от Боннинского желоба (Япония — Курильские острова) на западе до Панамской котловины на востоке по скважинам рейсов DSDP № 6, 8, 9, 16, 17, 20, вскрывшим осадочный чехол мощностью от нескольких десятков метров до 1200 м и вплоть до базальтового основания (рис. 2, см. вкл.). Хотя профиль пересекает три седиментационно-тектонические структуры, характеризующиеся различным строением и полнотой разреза, глубиной залегания и возрастом базальтового ложа, сходные особенности аутигенных минеральных ассоциаций прослеживаются через все разрезы. Эти алюмосиликатные ассоциации аутигенных минеральных комплексов как бы “просвечивают” через разный литологический состав пород, воплощаясь в нерастворимом остатке карбонатных пород, алюмосиликатной составляющей кремнистых отложений и, конечно, особенно ярко в глинах и скоплениях гиалокластиков, присутствующих в значительных количествах в бортовых участках центральной котловины.

Описываемый профиль пересекает северо-западную котловину Тихого океана и плато Шатского, где мощные миоцен-плейстоценовые отложения представлены кремнистыми вулканогенными глинами и с большим переывом ложатся на карбонатно-глинистую толщу мела. Далее профиль проходит через центральную котловину, где ряд скважин характеризуется довольно полным разрезом третичных и меловых отложений, разнообразием литологических типов пород и присутствием вулканических туфритов в кампан-сеноманских отложениях, особенно в скважинах периферийного обрамления впадины (скв. 169, 170 на западе, 166 на юге, 171, 313 на севере и 165 на востоке). Далее к востоку от поднятий Лайн профиль пересекает Восточную котловину между разломами Клиппертон и Кларин, проходя через Западный и Восточный фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), и заканчивается в Панамской котловине. Разрезы эоцен-олигоценного возраста западной части представлены чередованием радиоларитов, карбонатов и цеолитовых глин (формация Лайн). В восточной части сохраняется близкий характер разреза, но доминируют карбонатные осадки. Характерно, что при движении на восток на базальты ложатся все более молодые слои, от верхнего мела и эоцена (скв. 163) до миоцена (скв. 159—155).

Для миоцен-плейстоценового “этажа” осадочного чехла характерны следующие ассоциации и типы аутигенного минералообразования:

1. Ассоциация вулканических стекол и начальных смектитов приурочена к мощной пачке глин с прослоями от свежих до преобразованных пеплов, в образовании которых большую роль играла дацит-андезитовая пирокластика. Мощность пачки быстро уменьшается на расстоянии около 400 км с запада на восток от 200 м до десятков метров. Изучение вулканогенных глин с прослоями пеплов показало, что состав стекол и плагиоклазов хорошо выдерживается по разрезам отдельных скважин и отличается

для различных участков северо-западной котловины. Так, по всему разрезу скв. 52 устойчиво соотношение плагиоклазов с преобладанием лабрадора № 50–55 и 65–66, кислых стекол с показателем преломления $n = 1,497–1,505$, единичных пластинок биотита. В скв. 194, 195 преобладают битовнит–анортит № 84–95, присутствуют средние и основные стекла с показателем преломления $n = 1,500–1,512$. В скв. 51, 46, 50, 49 состав вулканического материала наиболее кислый: плагиоклазы представлены главным образом андезином № 43–46 и 30, 35, иногда встречается лабрадор; показатель преломления стекол $n = 1,497–1,503$, отсутствуют пластинки биотита. Разнообразие состава вулканокластогенного материала в разных скважинах и отличия химического состава прослоев пепла от кислых пород Курильских островов и Японии позволили прийти к заключению, что здесь отсутствовал единый источник сноса, и основной материал поступал не с островных дуг, а из отдельных подводных вулканических построек. Изучение преобразования кислых, средних и основных стекол под сканирующим электронным микроскопом и микрозондом позволило проследить все особенности преобразования стекол в смектиты и другие новообразованные фазы. Наблюдающиеся вынос щелочей, части Si и Al из краевых измененных участков стекол и концентрация в них Fe и Mg наглядно иллюстрируют ход преобразования не только базальтовых, но и кислых стекол в обогащенные железом и магнием смектиты.

2. Феррисмектит-филлипситовая ассоциация. Основной “фоновый” минерал – железистый смектит – главный компонент красных пелагических глин и глинистой составляющей биогенных пород – характеризуется высоким содержанием железа (7–10%), своеобразной игольчатой формой, нестойкостью к кислотной обработке. Это “проходной” минерал, встречающийся в породах всего осадочного чехла океанов в различных сочетаниях с другими аутигенными и биогенными образованиями. Обобщение большого материала по кристаллохимическим характеристикам диоктаэдрических смектитов различных обстановок континентов и океанов показало, что в отличие от континентов и островных дуг, где абсолютным преобладанием пользуются Al и Al-Fe-смектиты, в пелагиали океанов распространены почти исключительно Fe-Al и Fe-смектиты или нонтрониты. Первые образуются за счет разложения базальтовой гиалокластике и чрезвычайно широко развиты во всех пелагических глинах от современных до меловых во всех океанах. Вторые – нонтрониты – синтетические гидротермальные образования, формирующиеся в областях интенсивного спрединга [Дриц, Коссовская, 1980]. В частности, зелеными нонтронитовыми глинами, перемежающимися с железомарганцевыми корками, сложены гидротермальные холмы Галапагосской зоны (рейсы 54, 70). Еще раньше Fe-смектиты были описаны в ассоциации с металлоносными осадками Красного моря [Бутузова и др., 1979]. Между Fe-Al и Fe-смектитами существует гамма промежуточных типов, где суммируется материал преобразующейся гиалокластике и гидротермального подтока железомарганцевых растворов; в частности, такие смектиты обычно развиты в основании осадочного чехла и присутствуют в ряде районов на ВТП. Типовые кристаллохимические формулы океанических Fe-смектитов: $Si_{3,50}Al_{0,50}(Al_{1,20}Fe_{0,60}Mg_{0,20})K_{0,25}Na_{0,06}Ca_{0,01}Mg_{0,11}$ (рейс 20, скв. 196). Типовые формулы нонтронитов Галапагосской зоны характеризуют широкий диапазон изменений состава, начиная от тетракремниевых нонтронитов: $Si_{3,85}Al_{0,15}(Al_{0,60}Fe_{1,08}Mg_{0,34})K_{0,29}Na_{0,02}Ca_{0,04}$ до тетраферри-нонтронитов: $Si_{3,65}Al_{0,35}(Fe_{3,75}Mg_{0,27})K_{0,41}Na_{0,47}Ca_{0,11}$.

Другой широко распространенный минерал описываемой ассоциации – филлипсит; сопровождающие минералы – гидроокислы железа и марган-

ца, иногда родохрозит. Наиболее ранние — глобулярные филлипситы, представляющие собой округлые гелеподобные образования размером до 0,2—0,3 м, в которых намечаются зародышевые формы друзовидных сростков филлипсита. Под микроскопом хорошо выделяются различные этапы раскристаллизации “шаров” филлипсита, обычно встречающейся в осадках в виде крестообразных звездчатых сростков. Формирование глобулярных образований связано с процессом первичной аморфизации базальтовой гиалокластике, где интенсивная гидратация доводит стекло до гелеподобных фаз. Образование филлипсита совместно с Fe-сметитами из гелеподобной фазы, возникающих при дифференциации палагонита, хорошо прослеживается при изучении измененных сидеромелановых оболочек пиллоу-лав. Нередко встречаются зональные кристаллы филлипсита, состоящие из чередования чистых зон цеолита и зон, обогащенных гидроокислами железа и марганца или тонкой сыпью кристалликов родохрозита. Образование этого типа филлипситов бывает связано и интенсифицировано подтоком гидротермальных растворов. Важная особенность океанических филлипситов — высокие содержания K_2O (до 6—8%) и очень низкие содержания CaO , отличающие их от филлипситов, образующихся по щелочным базальтоидам в наземных обстановках.

Таким образом, для данного “этажа” или миоцен-квартерного этапа формирования осадочного чехла характерны ассоциации двух типов: а) феррисметит-филлипситовая, связанная непосредственно с питающей базальтовой провинцией океанического субстрата; б) смешанная ассоциация, в которой собственно океанический материал разбавлен и смешан либо с кислой и средней андезит-дацитовой вулканокластикой, как это имеет место в Тихом океане, либо с незначительной примесью терригенного материала, что особенно свойственно окраинным районам Атлантического океана.

Корреляция эпизодов широкого распространения вспышек вулканизма, сопровождаемых не только массовым распространением пеплов, но и эффузивными комплексами, хорошо известна и проиллюстрирована выше для Циркум-Тихоокеанского региона (рис. 1). Однако нельзя не отметить, что интенсификация вулканизма может, по-видимому, быть прослежена гораздо шире даже в пределах континентальных блоков восточного полушария. Широкое распространение бентонитовых глин, пепловых прослоев известно в пределах Предкавказья и даже Русской платформы начиная с миоценового времени. Детальная глобальная корреляция эпизодов этого, по-видимому, глобального события — дело будущего.

Этап формирования кремней (цеолит-кристаллит) клиноптилолита, палыгорскита. Второй этап охватывает широкий возрастной интервал в осадочном чехле океанов: от конца раннего мела до эоцена включительно. Олигоценные отложения, разделяющие первый и второй этапы, носят как бы “промежуточный характер”, недостаточно четко вырисовывающийся в определенных минералогических ассоциациях. Нельзя не подчеркнуть, что олигоценные отложения часто бывают пропущены в осадочном чехле некоторых регионов Мирового океана вследствие размывов или перерывов в осадконакоплении [Тимофеев и др., 1973].

Типичная минеральная характеристика эоцен-позднемиоценового этапа — очень широкое распространение кремней, порцелланитов (опал-кристаллитовых образований) и массовое развитие в породах разного литологического состава — в глинах, карбонатных, кремнистых отложениях — весьма специфического минерального парагенеза, ведущие члены которого — клиноптилолит, часто сопровождаемый палыгорскитом и смектитами. Граница между первым и вторым этапами особенно хорошо выявляется

по данным распределения филлипсита и клиноптилолита, полученным Болсом [Boles, 1977] в результате обобщения материалов по скважинам 35 рейсов DSDP.

Причины зональности состава цеолитов — предмет многих дискуссий. Однако сейчас можно, по-видимому, уверенно считать, что появление более кремнистого клиноптилолита связано с интенсивной переработкой и растворением кремнистых организмов. В присутствии активной кремнекислоты как филлипсит, так и любой алюмосиликатный материал делается нестойким и может принимать участие в формировании клиноптилолита [Сендеров, 1980]. Клиноптилолит встречается во всех типах пород мел-эоценовых отложений — в пелагических глинах, биогенных карбонатных и кремнистых породах, в черных сланцах. Описаны различные морфогенетические типы клиноптилолитов, связанные с разными типами пород, и проведено сравнение клиноптилолитов океанов и континентов [Коссовская и др., 1980].

Следует подчеркнуть, что широкое распространение специфической ассоциации: опал С-Т, кристобалит, клиноптилолит, смектиты — свойственно не только мел-эоценовым отложениям океанов, но является и характернейшей особенностью синхронных кремнисто-меловых формаций, образовавшихся в обширных эпиконтинентальных бассейнах. Кристобалит-смектит-клиноптилолитовая ассоциация имеет широкое распространение в пределах всей Русской и Западно-Европейской платформ, она описана в СССР, Франции, Югославии, Англии и ряде других стран. На рис. 3 суммированы данные по распространению различных цеолитов на европейском континенте. Резко выделяется площадь распространения клиноптилолита, максимум которого падает на позднюю половину второго этапа (поздний мел-эоцен). А.Г. Коссовской и В.И. Муравьевым [1975] было сделано заключение о возможности использования этой специфической ассоциации минералов в качестве реперов, фиксирующих глобальные проявления вулканической деятельности в мел-эоценовое время на фоне "монотонного" процесса биогенного карбонатного и кремнистого осадконакопления.

Большой интерес представляет частое присутствие в данной ассоциации в океанах палыгорскита. Широкое распространение палыгорскита в океанах, впервые обнаруженное в начале 70-х годов, было неожиданностью: этот минерал считался типичным индикатором только аридных условий седиментации на континентах. Специально проведенное исследование палыгорскитов континентов и океанов позволило выявить новый тип мощных накоплений палыгорскита, развитых в Восточной Атлантике, охватывающих стратиграфический интервал от нижнего мела до эоцена включительно. Был установлен новый генетический тип палыгорскитовых глин, связанный с преобразованием неустойчивой вулканокластички базальтоидно-щелочного состава и синхронным поступлением глубинных магнезиальных растворов [Ломова, 1979]. Область распространения изученных магнезиальных глин от островов Зеленого Мыса до о-ва Мадейра (скв. 12, рейс 2; скв. 137–141, рейс 14; скв. 367, 368; рейс 41) пространственно совпадает с активной тектонической зоной, служившей в течение мела и эоцена ареной бурного проявления щелочно-базальтового вулканизма. Помимо палыгорскита, связанного с преобразованием щелочной гиллокластички, в этой зоне выявлены и другие типы палыгорскитовой минерализации, связанные с разными фашиально-литологическими комплексами и обстановками.

В пределах Тихоокеанского профиля палыгорскитовая минерализация, связанная с карбонатными и глинистыми породами, имеет другой характер. Щелочная среда осадконакопления и вероятное поступление гидротер-

Рис. 3. Частота встречаемости различных типов цеолитов в верхнепалеозойских — современных отложениях Европейского континента, по данным Готтарди и Обрадовича [Gottardy, Obradovic, 1978]

1 — клиноптилолит; 2 — анальцит; 3 — филлипсит; 4 — морденит; 5 — ломонтит



мальных магнезиальных растворов определили рассеянный характер палыгорскитовой минерализации и часто ее более поздний наложенный характер по отношению к смектитам и клиноптилолиту — разьедание кристаллов клиноптилолита вторичным "наложенным" палыгорскитом часто наблюдается при электронно-микроскопическом изучении [Ломова, 1979].

Следует отметить, что парагенез клиноптилолита, кристобалит-халцедона и смектитов, к которому в ряде регионов присоединяется и палыгорскит, имеет очень широкое распространение в синхронных мелководных карбонатно-кремнистых формациях Европы, Северной Америки и Северо-Западной Африки [Коссовская, Муравьев, 1975; Gottardy, Obradovic, 1978].

Существуют две точки зрения, объясняющие глобальное распространение клиноптилолит-палыгорскитовой ассоциации с порцелланитами и кремнями в мел-эоценовых отложениях океанов. Первая — эпигенетическое преобразование осадков. Вторая — палеоокеанические особенности среды осадконакопления и диагенеза, связанные с более высокими температурами природных вод и термально-тектонической активностью морского дна в мел-эоценовое время.

Следует подчеркнуть одно важное обстоятельство: степень вторичных преобразований базальтов, залегающих в основании мел-эоценовых пород, значительно более интенсивна, чем в более молодых образованиях.

В ассоциациях новообразованных минералов измененных базальтов намечается существование тех же двух стратиграфических уровней — миоцен-плейстоценового и мел-эоценового, что было зафиксировано для осадочного слоя. В "молодой", восточной части Тихого океана, где на базальтах лежат породы не древнее палеогена, сменяясь все более молодыми при движении на восток, присутствует смектит-филлипситовая ассоциация, идентичная ассоциации основных аутигенных минералов осадочного слоя. В "старой", северо-западной части Тихого океана, где базальтовый субстрат перекрыт верхне- и нижнемеловыми, а местами и юрскими отложениями и где океаническая кора характеризуется сложной и неоднородной структурой, смектит-филлипситовая ассоциация дополняется аутигенным калиевым полевым шпатом, присутствие которого дает наиболее высокие содержания K_2O в валовом составе измененных базальтов, превышающие нередко 1,5—2,5%. Такая же закономерность характерна для Атлантического океана [Коссовская и др., 1981]. Массовое присутствие новообразованных калиевых полевых шпатов — важный индикаторный признак отличия преобразований старой мел-эоценовой океанической коры. Отмечены только два случая отклонения от этой закономерности. Новообразованные калиевые полевые шпаты были встречены в миоценовых базальтах скв. 155 (рейс 16) в Панамской котловине и в силле

плейстоценовых базальтов в скв. 481 (рейс 64) в Калифорнийском заливе. Очень важно, что в обоих регионах зафиксированы повышенные значения теплового потока.

Заключения о разной степени измененности пород старого и молодого "этажей" океанической коры, связанной с разными температурами, не только основываются на данных минералогического анализа, но и определяются по данным изотопного анализа кислорода как в базальтах, так и в осадочном чехле океанов. По относительному обогащению тяжелым кислородом ($\delta^{18}\text{O}$) как самих базальтов, так и отдельных аутигенных минералов (сметтитов, филлипсита, кальцита) установлено, что формирование молодой сметтит-филлипситовой ассоциации происходило при низких температурах, близких к современной температуре морской воды -4°C . Для старой мел-зоценовой коры определены температуры около $30-45^\circ\text{C}$ [Robinson a.o., 1976]. Этими же авторами подчеркивается, что молодая кора мощностью до 600 м на ближних флангах Атлантического хребта изменена процессами вторичного минералообразования на 10-15%; для старой коры даются очень высокие цифры — до 50% (рис. 4).

Определение изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в аутигенных минералах осадочного чехла также свидетельствует о более высоких температурах придонных и поровых вод в мел-зоценовое время по сравнению с более поздними периодами. Широко известны многочисленные палеонтологические данные о близости температур в низких и высоких широтах в позднем мелу-эоцене равно как и высокие значения температур придонных вод ($+10-12^\circ\text{C}$), зафиксированные по данным изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в бентосных фораминиферах в ряде скважин DSSP в Тихом и Атлантическом океанах [Savin a.o., 1975].

Приведенные данные являются, с нашей точки зрения, вескими доказательствами в пользу заключения о высоком температурном режиме придонных вод Мирового океана в позднемеловое — эоценовое время.

Этап формирования "черных сланцев". Третий этап — время глобального появления "черных сланцев", фиксирующихся в осадочном слое океанов в апт-альбе, в сеноман-туроне и в меньшей степени в коньяк-сантоне. Наименование "глобальные океанические события развития восстановительных обстановок" характеризуется накоплением в осадках значительных масс отмершего растительного материала как планктогенного, так и принесенного с континента.

Как известно, глобальное распространение "черных сланцев", обогащенных органическим веществом, в истории Земли возникло неоднократно — от докембрия до наших дней. Дженкинс [Jenkins, 1980] проиллюстрировал хорошую корреляцию глобальных эпизодов формирования "черных сланцев" в океанах и в окраинных континентальных и эпиконтинентальных морях Европы на примере отложений Альп, Аппенин, Карпат, Северной и Южной Америки и некоторых районов Африки (рис. 5).

П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1980, а, б] установили приуроченность образования "черных сланцев" к ранним этапам, отвечающим раскрытию Атлантического океана. Они выявили конкретные фации их формирования, соответствующие обстановкам различных зон прибрежно-морского осадконакопления, то более, то менее удаленного от берега, связанного с периферическими частями осадков подводных дельт и участками морской седиментации с апвеллингами.

Особое внимание было обращено на изучение органического вещества (ОВ) "черных сланцев" Восточной Атлантики (котловина Зеленого мыса, скв. 367, 368; Бискайский залив, скв. 402, 400) и Тихого океана (под-

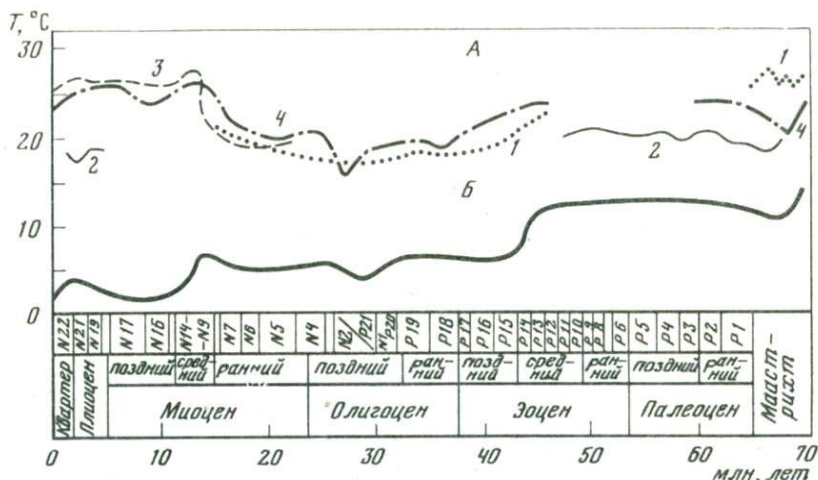


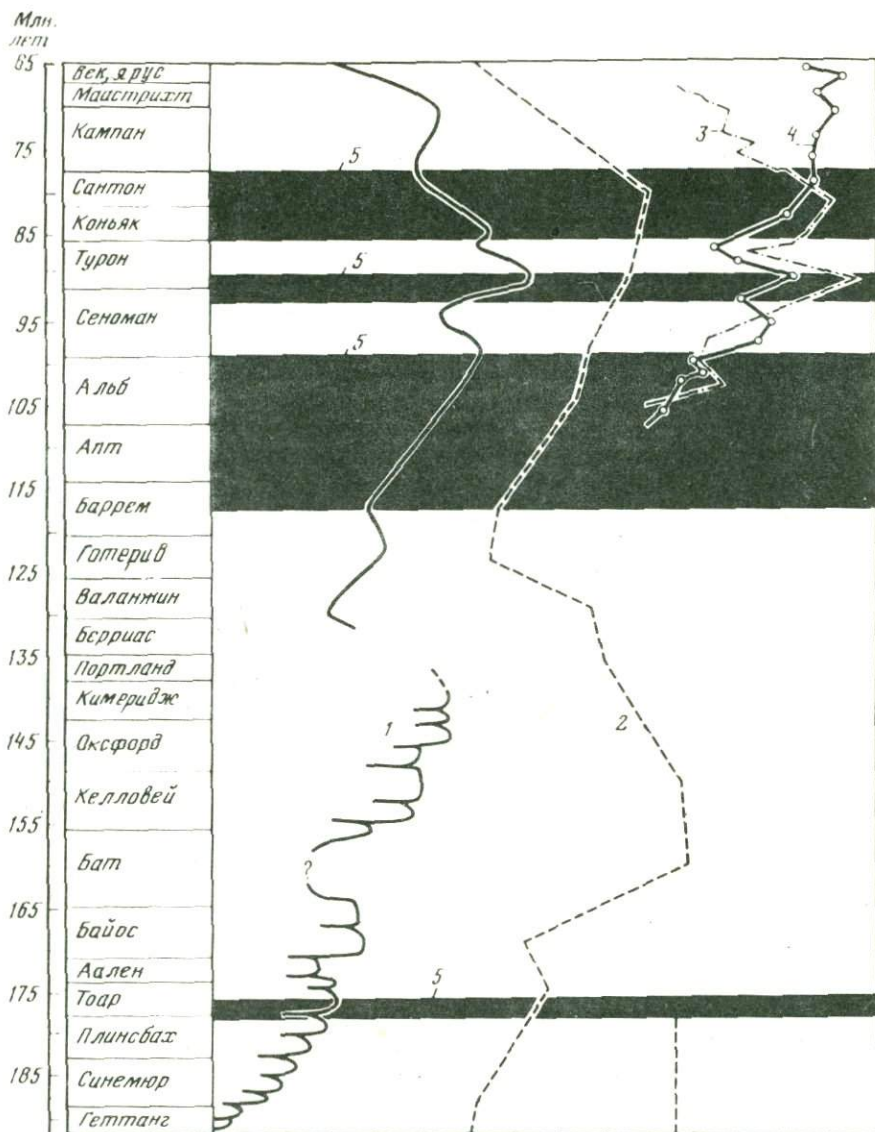
Рис. 4. Кривые палеотемператур в океанах от маастрихта до плейстоцена в поверхностных и придонных водах, установленные по значениям $\delta^{18}O$ в бентосных и планктонных фораминиферах. Материалы скважин DSDP в северо-западной и центральной котловинах Тихого океана по данным Савина, Дугласа и Стейли [Savin et al., 1975]

А — кривые температур поверхности по данным: 1 — скв. 44, 171, 2 — скв. 47; 3 — скв. 55, 4 — скв. 167; Б — температура дна

нятие Хесса, скв. 465 и район Срединно-Тихоокеанского хребта, скв. 463, 466). Результаты исследования позволили расшифровать ОБ "черных сланцев" как в аспекте его первичного петрографического состава и генезиса, так и постседиментационных преобразований. В петрографическом составе ОБ "черных сланцев" были обнаружены гумусовые, лейптитовые и сапропелевые, в том числе водорослевые микрокомпоненты, парагенез которых характеризует тип ОБ, определяющегося палеогеографическим положением "черных сланцев" в обстановке прибрежно-морской седиментации.

Установлены два типа "черных сланцев": а) первый связан с более мелководными прибрежно-морскими обстановками и характеризуется обилием гумусового и небольшим количеством сапропелевого материала (скв. 402); б) второй — более глубоководный, в котором ОБ имеет сапропелевый характер, а гумусовые микрокомпоненты — подчиненное значение (Бискайский залив, скв. 400, котловины Зеленого Мыса, скв. 367, 368).

Установление двух областей в зоне прибрежно-морской седиментации по комплексу признаков, присущих составу органического и минерального вещества черных сланцев, и закономерностями распределения фаций в разрезах и на площади — один из критериев информации о ранних этапах раскрытия Атлантического океана и мелководности существовавшего тогда бассейна. Полученные впервые данные об относительно мелководных условиях образования "черных сланцев" Атлантики нашли полное подтверждение при последующем бурении, проведенном с б/с "Гломар Челленджер" (рейсы 79, 80). Очень наглядными оказались выявленные изменения петрографического состава "черных сланцев" в вертикальных разрезах. Было показано, что альб-аптские "черные сланцы" характеризуются более высоким содержанием поступавшего с суши гумусового компонента, тогда как сеноман-туронские богаче планктонным сапропелевым компонентом. Эта вертикальная смена состава ОБ, хорошо коррелирующую



Р и с. 5. Распространение "черных сланцев" в меловых отложениях океанов и континентов по данным Дженкинса [Jenkins, 1980]

Кривые трансгрессий: 1 — глобальных, 2 — на территории СССР, 3 — на западе США, 4 — в Северной Европе; 5 — горизонты накопления черных сланцев

щаяся с рядом других литолого-петрографических особенностей осадков, отражает в своей совокупности последовательное углубление бассейна седиментации и постепенность перехода от морской к собственно-океанической седиментации [Тимофеев, Боголюбова, 1980б].

Важное значение имело определение постседиментационных изменений ОВ, соответствующих стадии протогенеза по шкале Н.Б. Вассоевича [1975],

судя по низким значениям отражательной способности и показателям преломления вещества сингенного витринита. В связи с этим самые мелко-водные "черные сланцы" с преимущественно гумусовым составом микрокомпонентов рассматриваются как потенциально-газоматеринские, а относительно глубоководные с преимущественно сапропелевым составом микрокомпонентов — как потенциально-нефтематеринские толщ. Более глубокие постседиментационные преобразования должны обусловить важную значимость таких пород, как нефтематеринские.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ ПАЛЕОЗОЯ В ПРЕДЕЛАХ СОВРЕМЕННЫХ КОНТИНЕНТОВ

Проблема существования палеозойских океанов на континентах. В предыдущих разделах было показано, что главным индикатором палеоокеана с литологических позиций должно быть присутствие в разрезе гомологов современных абиссально-пелагических океанических осадков. Их наиболее характерные особенности возникают как функция огромных размеров конечного водоема стока. Как это было показано в работах А.П. Виноградова [1967], А.П. Лисицына [1974, 1978], Х. Свердрупа [Sverdrup a. o., 1942], Х. Харвея [Harvey, 1955] и особенно четко сформулировано Н.М. Страховым [1978, 1979], образование современных абиссально-пелагических осадков океанов происходит в условиях резко пониженных скоростей седиментации при дефиците ОВ и явном избытке примеси железа и марганца. Как правило, в таких абиссально-пелагических осадках океанов преобладают тонкие глинистые фракции.

Характерно, что тонкие абиссально-пелагические осадки современных океанов распространены на огромных площадях. Так, например, одни только красные глубоководные глины, по данным А.П. Лисицына [1974], П.Л. Безрукова и И.О. Мурдмаа [1971], занимают на дне Тихого, Атлантического и Индийского океанов площадь в 105 млн. км², что составляет 1/3 их суммарной акватории.

Используя многочисленные материалы, характеризующие литолого-петрографические особенности современных абиссально-пелагических осадков океанов, было бы крайне интересно представить себе, как выглядели бы палеозойские глубоководные океанические отложения в том случае, конечно, если бы мы имели возможность наблюдать их среди древних осадочных толщ.

Прежде всего следует подчеркнуть чрезвычайно малую мощность таких гипотетических океанских осадков. Действительно, согласно данным А.П. Лисицына [1974] и А.С. Мониной [1977], на значительных площадях современного океанического дна скорость осадкообразования колеблется от 0,1 до 10 мм/1000 лет, в среднем редко превышая 5 мм/1000 лет или 5 м/1 млн. лет.

Как было установлено работами ряда литологов [Вассоевич, 1958; Мухин, 1965; Холодов, Недумов, 1981; Гаврилов, 1981; Baldwin, 1971], превращение глинистого ила в породу сопровождается обычно двух-пятикратным уменьшением толщины слоев; это означает, что в ходе постседиментационных процессов мощность осадка в среднем уменьшается в три раза.

Таким образом, если принять длительность палеозоя в 340–350, а длительность кембрия — 70 млн. лет, то за все палеозойское время могло бы образоваться только 550–600 м уплотненных абиссально-пелагических отложений, а за кембрийское время — 70–100 м. При этом из-за устой-

чивости океанических бассейнов эти толщи должны были бы быть зафиксированы на значительных площадях дна; думается, что самые интенсивные горизонтальные движения последующих эпох (тектоническое сжатие, субдукция и замыкание океанических структур) вряд ли смогли бы полностью уничтожить эти вещественные следы океанского осадконакопления.

Необходимо также иметь в виду, что палеозойские отложения, возникшие в абиссально-пелагических частях древних океанов, должны отличаться от более мелководных осадков рядом характерных особенностей. Прежде всего очевидно, что они должны слагаться грубо- или неяснослоистыми пелитовыми, реже карбонатными или кремнистыми глинами, полностью лишенными рассеянного ОВ (РОВ), но существенно обогащенными железом и марганцем, что, как известно, благоприятствует преобладанию красноцветных окрасок. В таких пелагических глинах наряду с дефицитом РОВ должны в изобилии содержаться многочисленные карбонатные или кремневые раковинки планктона, а также зубы палеозойских акул. Можно предположить также обилие включений цеолитов, благодаря которым на отдельных участках глина переходит в собственно цеолитит. Возможно присутствие прослоев железо-марганцевых конкреций, местами сгружающихся в рудоносные пласты и линзы. Само собой разумеется, что в прибрежных частях палеозойских океанических водоемов фации глубоководных глинистых осадков будут сменяться фациями грубозернистых слоистых терригенных или карбонатных морских осадков, обычно широко развитых на шельфе и образующих здесь мощные накопления.

Анализ палеогеографии и литологии палеозойских отложений континентов позволяет довольно определенно утверждать, что ничего похожего на пелагические современные океанские осадки в палеозойское время не образовывалось, хотя, как это великолепно показали Р.Г. Гарецкий и А.Л. Яншин [1971], здесь бесспорно наряду с мелководными встречались и относительно глубоководные фации.

Поиски палеозойских океанов в первую очередь следует вести в пределах современной Евразии, поскольку почти все реконструкции мобилистов [Зоненшайн и др., 1976; Smith, Hallam, 1970] рисуют здесь в палеозое чрезвычайно устойчивой материк Гондваны, сложной спаянными Восточно-Африканским, Южно-Американским, Австралийским, Индийским и Антарктическим континентами, и сосуществующих с ней разрозненных осколков Европы и Средней Азии (Китайская, Сибирская платформы, или Ангариды, и др.). Между ними располагались обширные морские палеоводоемы, которые некоторые исследователи называют палеозойскими океанами. Парадокс, однако, заключается в том, что ни в пределах предполагаемого океана палео-Тетис, ни в пределах гипотетического океана, окружавшего Ангариду, палеозойские толщи не содержат никаких литологических признаков океанского происхождения.

Действительно, как правило, мощности палеозойских отложений даже на платформах значительно превышают полученные нами ранее расчетным путем 500–600 м. Особенно хорошо это можно показать на примере кембрийских отложений, которые в пределах Восточно-Европейской платформы в 2,5 раза превышают свою максимальную предполагаемую океаническую мощность, на площади Сибирской платформы – в 15–20 раз, в районе Китайской платформы – в 7–10 раз. Когда же мы переходим в пределы подвижных геосинклинальных областей, то видим, что мощности кембрийских отложений неизмеримо возрастают; в Казахстане, например, местами они почти в 25 раз превышают мощность гипотетических кембрийских океанских толщ, в Тарбагатае – в 13 раз, в Салаиро-

Саянской зоне — в 90 раз, в Монгольской Народной Республике — в 17–20 раз. Очевидно, что темпы седиментации в кембрийское время почти повсеместно превышали скорости осадконакопления в абиссально-пелагических частях современных океанов.

Весьма показателен литологический состав нижнепалеозойских отложений Евразии. Если на платформах здесь широким развитием пользовались карбонатные толщи и ассоциирующиеся с ними красноцветы, реже — галогенные отложения, то в геосинклинальных поясах обычно преобладают терригенные породы (конгломераты, песчаники и алевролиты), причем характерно, что глыбовые конгломераты местами достигают огромной мощности [Страхов, 1948]. Согласно объемным подсчетам А.Б. Роннова, К.Б. Сеславинского и В.Е. Хаина [1974; Хаин и др. 1977], терригенные отложения обычно составляют 55–62% мощности кембрийских отложений Евразии. Кроме полимиктовых песчаников и алевролитов, в разрезах венда и кембрия постоянно встречаются черные углеродсодержащие сланцы и фтаниты, карбонатные породы с разнообразными остатками водорослей и археоциат, пластовые фосфориты и железо-марганцевые руды [Бушинский, 1966; Холодов, 1973]. Обращает внимание, что все образования несут признаки крайне мелководного происхождения. Действительно, плохая отсортированность полимиктовых песчаников и своеобразный петрографический состав конгломератов часто свидетельствуют о близости предполагаемых источников сноса. Избыток РОВ в сланцах, фтанитах и карбонатных породах наряду с широким распространением в них остатков археоциат говорит в пользу близости береговой линии и осадконакопления "морского" типа; значительное распространение строматолитовых биогермов и биостромов довольно однозначно указывает на существование прибрежно-мелководных обстановок, что было показано в работах И.Н. Крылова [1967], З.В. Журавлевой [1979] и М.А. Семихатова [1974]. Наконец, многочисленные размывы, косая слоистость и "конгломератовидные" текстуры, устанавливаемые в толщах пластовых фосфоритов и железо-марганцевых руд, позволяют реконструировать обстановку морского мелководья, приближающуюся к литорали.

Со всеми приведенными данными удивительно гармонируют многочисленные палеогеографические реконструкции, в соответствии с которыми в кембрийское время на территориях Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии, Забайкалья и Приморья были развиты проливнообразные морские бассейны, частично изолированные друг от друга участками суши [Анкинович, 1959; Бушинский, 1966; Ильин, 1973; Холодов, 1973].

В целом, как мы видим, палеозойские осадочные толщи интересующих нас регионов совсем не напоминают современные пелагические осадки океанов.

Вывод очевиден. Либо "океаническое" осадконакопление в палеозойское время протекало в совершенно других формах, отличных от современных, либо в пределах современных континентов на протяжении палеозоя существовала океаническая кора, но осуществлялась типично морское осадконакопление, локализованное в сравнительно небольших бассейнах, разделенных крупными участками суши. Думается, что второй вариант наиболее вероятен.

Этап пермского соленакопления и формирования корренситов на континентах. Среди глобальных событий позднего палеозоя большой интерес представляет этап пермского соленакопления. Как было показано в работах М.П. Фивега [1958], А.А. Иванова и Ю.Ф. Левицкого [1960], М.Г. Вальяшко [1962], Н.М. Страхова [1962], А.А. Иванова и М.Л. Воронова

[1972], М.А. Жаркова [1976, 1978], ф. Лотце [Lotze, 1938], пермское время по размаху и интенсивности галогенного процесса значительно превосходит даже такие солеродные эпохи, как кембрийская и девонско-каменноугольная. Пермский период был самым благоприятным для эвапоритового осадконакопления за всю историю палеозоя; по данным М.А. Жаркова [1978], в это время на территории Северной и Южной Америки, Западной и Восточной Европы, а также Азии, на Шпицбергене и в Гренландии сформировалось 48 сульфатоносных и 37 соленосных толщ. Если учесть то обстоятельство, что в пределах Северной Африки соленосно-гипсоносные толщи, относимые обычно к триасу, могут также оказаться пермскими [Лотце, 1968], то окажется, что, за исключением Австралии и Антарктиды, все континенты в пермское время были охвачены интенсивным эвапоритовым процессом.

Наиболее крупные эвапоритовые бассейны пермского возраста располагались в пределах Евразии. К ним принадлежат Восточно-Европейский солеродный бассейн, согласно данным Г.А. Мерзлякова [1976] занимавший площадь около 2 млн. км², Центрально-Европейский бассейн, располагавшийся на территории более 700 тыс. км², и Чу-Сарысуйский бассейн (Казахстан) площадью свыше 200 тыс. км².

Восточно-Европейский солеродный бассейн охватывал огромную территорию в восточной части Русской платформы, вытягиваясь вдоль Уральского прогиба от Тимано-Печорской впадины к Прикаспийской и далее на запад, уходя в пределы Днепровско-Донецкой впадины; в его пределах насчитывается большое число сульфатных и около 11 соленосных толщ, мощностью до 600 м. Характерная особенность эвапоритового процесса — присутствие наряду с гипсо-ангидритовыми и галитовыми скоплениями полигалита, сильвинита, карналлита и бишофита.

Центрально-Европейский бассейн протягивается с запада на восток почти на 1500 км от островов Великобритании через Данию, Нидерланды, ФРГ, ГДР до ПНР и Литовской ССР, включая также значительную часть акватории Северного моря. В нем установлено шесть сульфатоносных и пять соленосных толщ. Характерно, что в соленосных отложениях этого региона часто встречаются кизерит, сильвинит и карналлит, но обычно отсутствует бишофит.

Чу-Сарысуйский бассейн занимает Джезказганскую и Чуйскую впадины. В нем установлены две соленосные толщи; отличительная его черта — отсутствие калийных солей и присутствие глауберита.

Кроме отмеченных выше трех центров эвапоритонакопления, в Европе известны Альпийский, Мизийский, Северо-Итальянский, Динаридский и Преддобруджский эвапоритовый бассейны, а в Азии — Карасу-Ишсайский, Дарвазский и Аравийский бассейны.

В Северной Америке главными центрами соленакопления стали бассейны Мидконтинента, Холбрук (Сулай) и Северной Мексики. Эвапоритовый бассейн Мидконтинент вытянут вдоль Кордильер на расстоянии 2000—2500 км в виде широкой полосы, захватывающей территорию штатов Айдахо, Северная и Южная Дакота, Вайоминг, Небраска, Колорадо, Канзас, Нью-Мексико, Оклахома и Техас; он простирается от северной до южной границы США. В этом регионе насчитывается около 12 сульфатоносных толщ большой мощности и не менее 11 соленосных толщ; характерно, что в южной его части наряду с каменной солью широко развиты калийные соли. На западе США, в южной части плато Колорадо, находится бассейн Холбрук (Сулай) площадью в 5000 км²; здесь развито несколько мощных сульфатно-галитовых линз. Предположительно к пермским отложениям относится Северо-Мексиканский эвапоритовый бассейн,

который частично захватывает территорию Мексики, но отчасти находится в пределах Мексиканского залива.

В Южной Америке расположены бассейны Перуанско-Боливийский, Рио-Бланко и Амазонский. Наиболее крупный центр гипсо- и соленакопления — Перуанско-Боливийский бассейн, прослеженный параллельно цепи Анд на 2500 км и расположенный на территории Перу, Колумбии, Эквадора и Боливии. Здесь выявлено несколько мощных толщ сульфатных пород, среди которых встречаются пласты каменной соли. С нижнепермскими отложениями связаны эвапоритовые скопления бассейна р. Амазонки; они прослежены вдоль реки от восточной границы Колумбии через всю площадь северной Бразилии на расстоянии 2400 км [Szatmari а. о., 1979]. Здесь среди мощных карбонатных толщ встречаются пласты сульфатных пород, галита и сильвина.

Стратиграфическое положение и минералогический состав эвапоритов различных пермских бассейнов мира представлен на рис. 6 (см. вкл.). Как это было установлено еще Н.М. Страховым [1962], для пермских эвапоритовых отложений характерна исключительно большая полнота осаждения солей, в результате чего наряду с гипсами и ангидритами в солеродных палеоводоемах осаждались калийные соли, а местами — бораты; это отличает пермский галогенез от галогенеза других эпох.

Вторая особенность пермского времени заключается в необычайной интенсивности процессов галогенеза; действительно, мощности гипсо- и соленосных толщ достигают здесь значительных величин, причем галитовые и калиеносные формации значительно превосходят по мощности сульфатные. Известно, например, что мощности цехштейна в ГДР — ФРГ достигают 1000 м, кунгурские отложения Приуралья имеют мощность до 1400 м, а в Прикаспийской впадине — более 2000 м. Мощность соленосных пермских отложений в районах бассейна Мидконтинента (США) колеблется от 200 до 500 м.

По данным М.А. Жаркова [1978], объем накопившихся галогенных пород в Восточно-Европейском бассейне достигает $1,08 \cdot 10^6$ км³, в Центрально-Европейском он равен $1,99 \cdot 10^5$ км³, в бассейне Мидконтинента — $8,12 \cdot 10^4$ км³, в Перуанско-Боливийском — $6,2 \cdot 10^4$ км³, в Амазонском — $2,5 \cdot 10^4$ км³.

Наконец, следует отметить, что фациальные обстановки пермского эвапоритового процесса выделялись среди фациальных обстановок других эпох интенсивного галогенеза (рис. 7). Если вслед за Н.М. Страховым [1962] различать континентальные, лагунные, заливные галогенные фации, а также фации краевой зоны моря и внутриконтинентальных солеродных морей и рассмотреть их роль в галогенезе различных эпох фанерозоя, то можно убедиться в том, что пермская эпоха отличалась от всех других широким развитием огромных по площади внутриконтинентальных солеродных палеобассейнов; континентальные, лагунные и заливные галогенные фации играли в это время весьма подчиненную роль.

Пермский галогенный процесс сопровождался концентрацией ряда редких и малых элементов; как это было показано в работах Н.М. Страхова [1962], Т.Ф. Бойко [1966, 1973], М.Г. Валяшко и др. [1963], С.М. Корневского [1973] и других исследователей, на разных этапах галогенеза с солями концентрируются обычно Sr, В, Rb, Cs, Tl, Br, а в рапе иногда накапливается Li. При этом стронций и бор могут осаждаться практически на всех этапах галогенеза, тогда как группа Rb, Cs, Tl, Br накапливается только вместе с хлоридами.

Особенно большое значение для концентрации элементов группы Rb имеет процесс выпадения в осадок сульфатных калийно-магниево-натриевых солей,

| Возраст | Ф о р м а ц и и | | | | | Местонахождение и форма- ция |
|---------|-----------------|-----------------------------------|----------------|-------------------------|---|------------------------------------|
| | континентальные | лагунные | заливные | краевой зоны моря | внутримор- ские и соль- раствор- ные | |
| N | ▲4 ▲1 | ●6 ●5 ●7 | ▲3 ▲2 | Нет | Нет | I |
| P | | ●3 ●7 ●6 ●5 ●4 | ●2 ▲1 | " | " | II |
| K | | ●1 ●2 ●3 ●4 | ●5 | " | " | III |
| J | | ●1 ●2 ●3 ●4 ●5 ●6 ●7 ●9 ●10 | ▲11 | ▲8 | " | IV |
| T | | ●5 ●4 ●6 ●7 ●8 | | ▲1 ▲2 ▲3 | " | V |
| P | | ●5 | | ? | ▲4 ▲1 ▲3 ▲2 | VI |
| C | ●4 | ●1 ●2 ●3 | | ? | Нет | VII |
| D | | ●8 ●9 ●7 ●10 ▲11 | ▲2 ▲3 ▲5 | ●1 ▲4 ▲6 | " | VIII |
| S+D | | ●5 ●4 ●3 ●2 | ▲1 | ? | " | IX |
| E | | ●1 | | | | X |

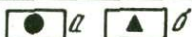


Рис. 7. Стратиграфическое размещение галогенных формаций разных фациальных типов по Н.М. Страхову [1962]

Отложения: а — соленосные, б — гипсоносные. I. 1 — тянь-шанские галито-глауберитовые формации; соленосные толщи: 2 — Прикарпатье и Закарпатье, 3 — Месопотамии, 4 — Цайдамской котловины; гипсоносные толщи: 5 — Алжир, 6 — Марокко, 7 — Тунис; II. 1 — котловина Эрба, 2 — Рейнский грабен (соли), 3 — Флорида, 4 — Индия, 5 — Калифорния, 6, 7 — Средняя Азия; III. 1 — Туаркыр (вал), 2 — Куба-Даг, 3 — Кугитангтау, 4 — Кугитангтау (окузбулакская свита), 5 — Тунис; IV. 1 — Карпаты, 2 — Молдавия, 3 — Донбасс, 4 — северный склон Кавказа, 5 — южный склон Кавказа, 6 — Малый Кавказ, 7 — Куба-Даг, 8 — Гаурдакский и прилежащие районы, 9 — Балханы, 10 — Копетдаг, 11 — северо-запад ФРГ; V. 1 — ГДР, ФРГ, 2 — северные и южные предгорья Пиренеев, 3 — Аквитанская впадина, 4 — Китай, 5 — Алжир, 6 — Италия, 7 — Югославия, 8 — Англия; VI. 1 — ГДР, ФРГ (цехштейн), 2 — СССР (кунгур), 3 — СССР (сакмарские и артинские отложения), 4 — СССР (казанские отложения), 5 — Джезказган; VII. 1 — Сарысуйские купола, 2 — Бетпакадала, 3 — Джамбулский район, 4 — Средняя Азия; VIII. 1 — Московская синеклиза (данково-лебединские слои — глины), 2 — Белоруссия (Старобино), 3 — Днепровско-Донецкая впадина, 4 — Мос-

что хорошо видно на рис. 8, где воспроизведено поведение редких элементов в процессе кристаллизации искусственно полученных растворов.

В соленосно-гипсоносных толщах пермского возраста широкое распространение получают также доломит и магнезит, целестин, бораты, флюорит. Особый интерес представляет ассоциация эвапоритовых толщ с довольно редкими алюмосиликатами — корренситом и Fe-иллитом. Рис. 9 иллюстрирует присутствие корренсита в эвапоритовых отложениях различного возраста во многих странах мира. Любопытно, что корренситы, формирующиеся в связи с процессами галогенеза, в отличие от корренситов других фациальных обстановок характеризуются высоким содержанием магния и почти полным отсутствием Fe^{+2} [Коссовская и др., 1975; Дриц, Коссовская, 1980; Соколова, 1982; Kübler, 1973].

В тесной парагенетической связи с эвапоритовыми толщами пермского возраста находятся красноцветные толщи; их распространение было недавно детально проанализировано А.И. Анатольевой [1978]. В результате было установлено, что пермские красноцветы широко развиты в пределах Евразии, Северной и Южной Америки, Африки и Антарктиды. Они обнаружены за пределами развития эвапоритовых осадков и по отношению к ним образуют огромный ореол. Пермские красноцветы отличаются большим разнообразием породных ассоциаций и нередко обнаруживаются в связи с угленосными отложениями и эффузивными образованиями.

В настоящее время уже не вызывает сомнения то, что пермская эпоха возникла в результате сочетания глобальной аридизации климата и благоприятных тектонических обстановок, обеспечивших компактность континентального блока [Жарков, 1978] и усиление тектонической дифференциации поверхности континентов [Страхов, 1962]. Подобное сочетание климатических и тектонических обстановок не имело аналогов в истории Земли и придало отложениям пермского возраста резко выраженную индивидуальность.

Этап вендско-кембрийского фосфоритообразования и формирования "черных" ванадиеносных сланцев, фтанитов, доломитов и железо-марганцевых руд. В вендско-кембрийское время, охватывающее интервал от 570 до 675 млн. лет, большие площади Азиатского материка, а также Европы, Австралии и отчасти Африки были покрыты водами неглубоких эпиконтинентальных морей, где шло накопление довольно своеобразного "набора" осадков; среди них особенно распространены пластовые фосфориты, "черные" углеродисто-кремнистые сланцы, или фтаниты, железо-марганцевые руды, доломиты и известняки, терригенно-глинистые сланцы, кварциты и тиллитоподобные породы [Бушинский, 1966; Холодов, 1970, 1973, 1975]. Но кембрийское время многие исследователи рассматривают как эпоху усиленного соленакопления и подчеркивают, что в это же время в пределах Северной Америки, Азии и Австралии накапливались характерные эвапоритовые осадки [Страхов, 1962; Лотце, 1968; Холодов, 1970; Жарков, 1978], а также постоянно ассоциирующие с ними красноцветы [Анатольева, 1978].

←

ковская синеклиза, 5 - Днепровско-Донецкая впадина (живетский ярус), 6 - Висконсин, 7 - Главное девонское поле (шелонские слои), 8 - Тенизская впадина, 9 - Кузнецкая котловина, 10 - Минусинская котловина, 11 - Тувинская впадина; IX. 1 - Salina-formation Мичигана; Сибирская платформа: 2 - нижний ордовик, 3 - средний ордовик, 4 - верхний ордовик, 5 - силур; X. 1 - Верхоленская лагунная формация

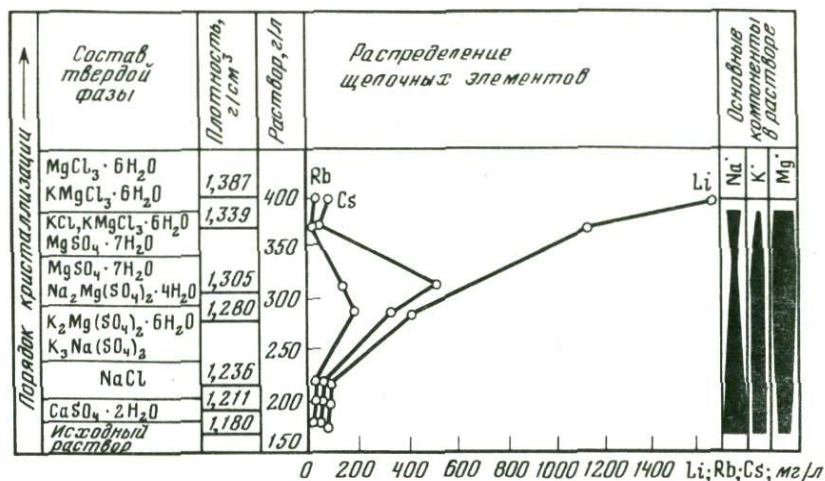
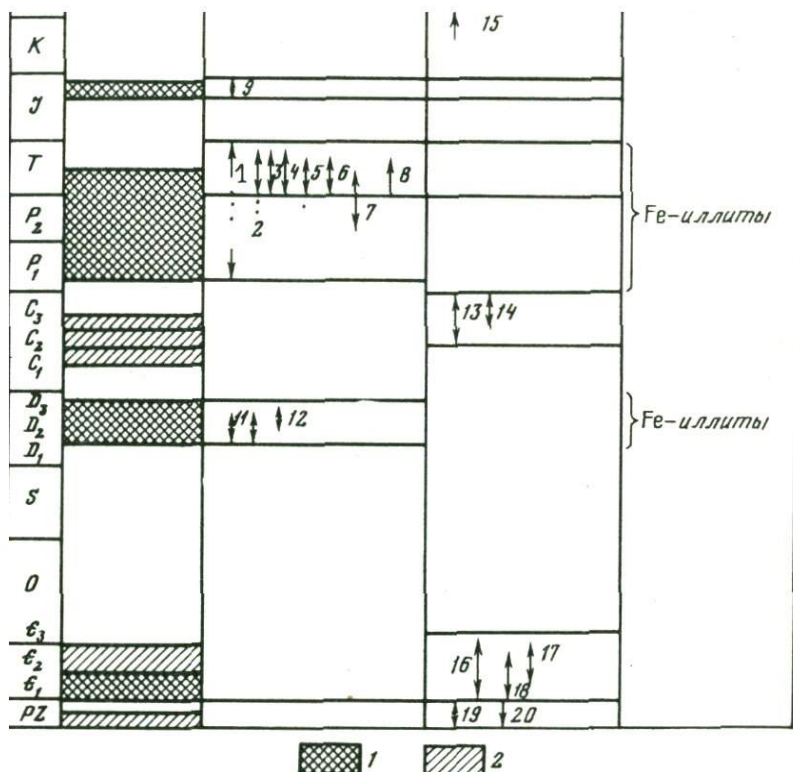


Рис. 8. Схема изменения содержаний рассеянных щелочных элементов в искусственном растворе в процессе кристаллизации солей по данным Е.П. Сливко и О.И. Петриченко [1967]

Главной ареной формирования фосфорито-черносланцевой ассоциации осадочных пород в вендско-кембрийское время бесспорно были Евразия и Австралия. Многочисленные месторождения и рудопроявления пластовых фосфоритов, ванадиеносных сланцев, железо-марганцевых руд группируются здесь в четырех районах (рис. 10, см. вкл.).

В Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане известны многочисленные мелкие рудопроявления фосфоритов, черных ванадиеносных сланцев и железо-марганцевых скоплений, связанные с кембрийскими отложениями. Среди них особенно выделяются крупный фосфоритовый бассейн Малого Кара-Тау, значительные скопления черных ванадиеносных сланцев Большого Кара-Тау, Джебаглинских гор и хр. Джетым-Тау, а также вендско-кембрийские магнетит-гематитовые руды хр. Джетым-Тау [Джолдошев, 1964; Сагандыков, 1967].

Фосфоритоносный бассейн Малого Кара-Тау связан с отложениями нижнего кембрия, расположен на площади 3000 км² и включает пять крупных фосфоритовых месторождений и около 25 рудопроявлений. В разрезе пластовые фосфориты тесно ассоциируются с доломитами, кремнисто-углеродистыми породами, железо-марганцевыми рудами; мощность фосфоритоносной части разреза достигает 70–100 м. Пласты и линзы оолитово-зернистых фосфоритов содержат 23–28% P₂O₅ и достигают 20 м мощности; их образование происходило в условиях проливообразного бассейна, о чем весьма убедительно свидетельствуют палеогеографические построения многих авторов [Анкинович, 1961; Холодов, 1973; Тушина, 1973; Еганов, Советов, 1979]. Черные ванадиеносные сланцы развиты здесь на широких площадях, но максимальные их скопления известны на трех участках: Баласаускандык, Джебоглы и Сары-Джас. Они представляют собой тонкослоистую толщу пород, в которой прихотливо чередуются фтаниты, глинистые фтаниты, углеродсодержащие фтаниты и кремни с редкими прослоями карбонатов; с глинистыми и углеродсодержащими разностями связаны повышенные содержания V, Ni, Cr, Mo, Pb, Ag, Re и других элементов [Холодов, 1973].



9. Стратиграфическая приуроченность находок корренсита к глобальным эпозалоритово-доломитово-соленосного осадконакопления по данным В.А. Дрица и Коссовской [1980]

Легенда: 1 – сульфато- и галитонакопления, 2 – преимущественно сульфатонакопления. Регионы распространения. Сульфатно-соленосные формации: 1 – Приуралье, ГДР, ФРГ, 3 – Франция, 4 – Англия, 5 – Северное море, 6 – Италия, 7 – США, Северная Африка, 9 – Франция, 10 – Япония (формация Кироку), 11 – Прика, 12 – Австралия. Доломитово-карбонатные формации: 13 – США, 14 – Авинь, 15, 16 – Франция, 17–19 – Сибирская платформа, 20 – Австралия

Иодоносные отложения района Джетым-Тау представлены мощной толщей глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков и тонко-крупных джеспилитоподобных железных руд, тесно ассоциирующих с илоподобными конгломератами и ванадиеносными черными сланцами [Сагандыков, 1967, 1981].

Горячая рудная провинция находится в пределах Алтая, Саян и Монгольской Народной Республики. В ней сосредоточены месторождения фосфатов Хубсугульского фосфоритноносного бассейна, многочисленные рудопроявления фосфоритов и ассоциирующих с ними черных сланцев, а также другие месторождения марганцевых руд.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн протягивается в меридиональном направлении на 300 км при ширине 120 км; на этой площади разведано семь месторождений и множество рудопроявлений фосфоритов [Зайцев, Ильин, 1970; Ильин, 1973]. Подавляющее их большинство связано с отложениями даднурской свиты и, по-видимому, относится к рифею-кембрию [Ильин, 1973]. Фосфориты содержат до 35% P_2O_5 , ассоциируются с бокситоподобными породами, железо-марганцевыми скоплениями, углеродисто-кремнистыми сланцами и доломитами. Весьма любопытно сонахождение фосфоритов и бокситов, выявленное А.В. Ильиным [1973] на Хубсугульском месторождении; эти сведения гармонируют с находками пластовых фосфоритов на Боксонском месторождении бокситов [Гуревич, Хмелев, 1973] и намечают новое решение проблемы раннепалеозойского фосфоритообразования, указывая на то, что формирование фосфоритов Хубсугульского бассейна, по-видимому, происходило в условиях мелководного проливаобразного морского водоема, а источником фосфора скорее всего служила близлежащая суша.

В пределах Алтае-Саянского региона также известны рудопроявления фосфоритов и тесно связанные с ними кремнисто-глинистые ванадиеносные фтаниты. Они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной Шории (Белка, Мрасское, Конзасское и др.) и Сейба связаны с вендско-рифейскими толщами. В этой же рудной провинции развиты крупные месторождения марганцевых руд раннекембрийского возраста — Усинское, Мазульское и Дурновское; по мнению некоторых исследователей [Суслов, 1967; Соколова, 1968], они представляют собой вулканогенно-осадочные образования.

Третья рудная провинция этого времени расположена в пределах Приморья. Она отличается от других значительным распространением железных руд типа джеспилитов в верхней части синийских отложений; в некоторых районах их относят к нижнему кембрию. В Удско-Селемджинском междуречье, а также в Ханкайском районе с ними тесно связаны рудопроявления фосфоритов и ванадиеносные черные сланцы [Шехоркина, Погорелова, 1963; Ручкина, 1980].

В южном Китае располагается четвертая рудная провинция Евразии. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны многочисленные, но мелкие, рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных фтанитов (сланцев) и марганцевых руд. На этом фоне резко выделяются крупные залежи пластовых фосфоритов восточной части впадины Синань, связанные с основанием нижнего кембрия, марганцевые месторождения Сян-Тань и Вафанзы, приуроченные к верхнесинийскому комплексу пород, и ванадиеносные углито-кремнистые сланцы нижнего кембрия Синани и Наньжун. [Бушинский, 1966; Wang Chung-wu, 1978]. Особый интерес представляет Юннаньский фосфоритоносный бассейн, запасы которого превышают 100 млн. т P_2O_5 (Синань). Возможно, что с нижнекембрийскими толщами этого района связаны также крупнейшие залежи апатитов района Лайюкай (ДРВ), в которых пластовые фосфориты интенсивно метаморфизованы интрузиями.

Характерно, что в ряде других районов Евразии в последнее время также обнаружены значительные скопления вендско-кембрийских пластовых фосфоритов. Так, например, они известны в ряде горных районов Пакистана [Bhatty, 1978] и Непала [Казицын, 1973]; возможно, что именно этот возраст имеют некоторые древние фосфориты Индии.

На Австралийском континенте в кембрийское время также широко было развито фосфоритообразование и формирование черных ванадиено-

сных сланцев. Сравнительно недавно в Северной Австралии был разведан крупнейший фосфоритоносный бассейн Джорджина [Howard, 1971; Cook, Shergold, 1978]. Здесь на площади 1500 км² было обнаружено более 17 месторождений пластовых фосфоритов; подсчитанные запасы превышают 1240 · 10⁶ т руды с содержанием P₂O₅ 17%. Фосфориты залегают среди железистых песчаников, неслоистых доломитов и аргиллитов, а также тиллитоподобных пород; встречаются кремнистые спонголиты. Фосфоритоносные отложения трансгрессивно налегают на докембрийский фундамент.

Черные глинисто-кремнистые сланцы и кремни нижнепалеозойской фосфоритоносной толщи, тесно ассоциирующие с пластовыми фосфоритами Мансфельда, широко развиты также на юге континента в штатах Виктория и Южная Австралия [Howitt, 1926].

Менее крупные месторождения кембрийских фосфоритов известны в Северной Америке; здесь они концентрируются на Атлантическом побережье Канады (Мануэль Брук, Концепсион Бей, Сент-Джон, Сейнт Джон). Имеются также упоминания о значительных скоплениях вендских пластовых фосфоритов в Западной Африке. Здесь, на территории Верхней Вольты открыт крупный фосфоритоносный бассейн [Tromlette a. o., 1980]. Фосфориты высокого качества в разрезе ассоциируются с тиллитоподобными породами, песчаниками, аргиллитами, доломитами, кремнями, углеродистыми сланцами и туффитами. Известны находки фосфоритов в кембрийских отложениях Мавритании [Sougy, 1964].

Очевидно, что вендско-кембрийская эпоха с геохимической точки зрения отличалась тем, что в это время почти на всех континентах в эпиконтинентальных морях шло усиленное накопление P₂O₅ в виде фосфоритов, V₂O₅, Cr₂O₃, NiO в виде углеродсодержащих фтанитов и черных сланцев, Fe₂O₃, FeO и MnO в виде железо-марганцевых рудопроявлений, MgO в виде доломитов. Как видим, в составе концентрирующих элементов отчетливо преобладают элементы ряда протокристаллизации или элементы, характерные для основных магматических пород.

Анализ особенностей строения докембрийской суши показывает, что, судя по обнаженным в настоящее время участкам, она кардинально отличалась по своему литолого-петрографическому и геохимическому составу от современных питающих областей. Так, если исследовать металлогению обнаженных в настоящее время участков докембрийских щитов и ядер орогенов (рис. 10, см. вкл.), то станет очевидным, что докембрийская суша, на которой развивались осадочные процессы вендско-кембрийского времени, была повсеместно сложена скоплениями железистых кварцитов и марганецсодержащих гондитов, крупными концентрациями ванадиеносных титаномагнетитов, хромитов и апатитов, связанными с массивами основных магматических пород — с габбро, габбро-перидотитами и габбро-анортозитами, магнезитсодержащими и доломитовыми толщами.

Неравномерность в распределении эффузивов и интрузий часто приводила к тому, что даже средние, так называемые кларковские, содержания химических элементов оказывались резко повышенными в отдельных блоках докембрийского фундамента. Так, например, изучение блоков докембрия Балтийского щита (см. таблицу) показало, что в них средние содержания железа и марганца колеблются в очень широких пределах; Fe — от 3,03 до 5,70, Mn — от 0,05 до 0,09%.

Значительные флуктуации содержаний элементов ряда протокристаллизации в докембрии были созданы всей предшествующей геологической историей докембрийских поднятий. Огромную роль в этих геохимических процессах сыграли предшествующие тектоно-магматические события позд-

**Распределение железа и марганца в докембрии Балтийского щита
(по В.Н. Холодову и Л.Е. Штеренбергу [1977])**

| Регион, площадь, км ² | Состав и соотношение типов пород, % | Содержание | |
|-------------------------------------|---|------------|----|
| | | железо | |
| | | От | до |
| 1 | 2 | 3 | |
| Мурманский блок, 34474 | Микроклиновые граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, сиениты, 81 | 1,23—2,99 | |
| | Диориты, нориты, кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, 19 | 4,88—9,68 | |
| Центрально-Кольский блок, 47154 | Граниты, гранито-гнейсы фундамента, 22 | 2,79—4,83 | |
| | Плагиоклазо-ставролитовые сланцы и гнейсы свиты Кейв, гранитоиды, 32,6 | 0,83—13,49 | |
| | Железорудные лептитовые и амфиболитовые вулканогенные формации, 16,3 | 5,00—36,0 | |
| | Вулканогенно-осадочные свиты Печенги и Имандра-Варзуги, 22,4 | 1,60—28,40 | |
| | Щелочные граниты, сиениты, оливиниты, хибиниты, фойялиты, 4,4 | 1,46—27,7 | |
| | Габбро, нориты, перидотиты, пироксениты, грацбургиты, 2,3 | 0,69—40,89 | |
| | | 0,70—4,94 | |
| Лапландско-Беломорский блок, 112864 | Микроклиновые граниты, гранито-гнейсы, 8,9 | 1,40—8,35 | |
| | Олигоклазовые гнейсы, биотитовые, гранатовые, амфиболитовые гнейсы, мигматиты, 68,0 | | |
| | Мигматиты, 11,1 | | |
| | Осадочные породы (конгломераты, песчаники, сланцы), 2 | | |
| | Гранулиты основные и кислые, 6,7 | | |
| | Габбро, габбро-нориты, друзиты, 3,3 | 2,46—10,95 | |
| Карельский блок, 115290 | Граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты, граниты рапакиви, 66,8 | 0,45—6,39 | |
| | Кварциты, песчаники, конгломераты, шунгитовые сланцы протерозоя, 12,6 | 0,15—8,62 | |
| | Железорудные формации гимольской серии, 2 | 1,50—35,96 | |
| | Вулканогенно-осадочные отложения лопия-ятулия, 10,2 | 5,19—14,85 | |
| | Габбро-диабазы, габбро-амфиболиты, 4,9 | 2,76 | |
| | Габбро-нориты, габбро, 3,5 | 16,63 | |

него докембрия, интенсивная эффузивная деятельность и особенно формирование габбро-анортозитовых поясов Земли.

В соответствии с представлениями ряда исследователей [Холодов, 1975; Богатиков и др., 1980; Herz, 1969; Bridgwater, Windley, 1973], габбро-анортозитовые пояса Земли, в которых анортозиты ассоциируются с гранитами-рапакиви, были в основном сформированы в позднем докембрии, что совпало с формированием кратонов в период от 2 до 1 млрд. лет; позднее подобные интрузии больше не образовывались. Их отличают чет-

| Содержание | | | Среднее содержание по региону | |
|------------|------------|---------|-------------------------------|----------|
| марганец | | | | |
| Среднее | От — до | Среднее | железо | марганец |
| 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 2,12 | 0,02—0,06 | 0,04 | 3,03 | 0,05 |
| 6,91 | 0,08—0,015 | 0,12 | | |
| 3,15 | 0,04—0,08 | 0,06 | | |
| 2,26 | 0,02—0,09 | 0,06 | | |
| 9,30 | | 0,10 | 5,70 | 0,09 |
| 10,35 | Сл.—0,28 | 0,15 | | |
| 4,46 | Сл.—0,45 | 0,20 | | |
| 10,20 | Сл.—0,29 | 0,13 | | |
| 3,98 | 0,02—0,05 | 0,04 | | |
| 3,16 | Сл.—0,14 | 0,07 | | |
| 2,3 | | 0,04 | 3,43 | 0,07 |
| 4,76 | | 0,12 | | |
| 5,13 | | 0,07 | | |
| 7,16 | 0,06—0,22 | 0,10 | 3,98 | 0,08 |
| 2,67 | Сл.—0,16 | 0,06 | | |
| 2,95 | 0—0,18 | 0,10 | | |
| 18,0 | 0,003—0,61 | 0,20 | 4,04 | 0,09 |
| 6,92 | 0,01—0,38 | 0,24 | | |
| 11,06 | 0,001 | 0,16 | | |
| 7,94 | 0,27 | 0,15 | | |

кая связь с глубинными разломами и огромные размеры массивов. Так, например, интрузии анортозитов востока Канадского щита занимают суммарную площадь в 200 000 км²; размеры отдельных массивов колеблются от 500 до 20 000 км². Здесь для сравнения уместно напомнить, что площадь такого горного сооружения, как Большой Кавказ, равна 150 000 км².

С габбро-анортозитовыми массивами обычно связаны рудные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов (Fe, Ti, V), рудопроявления

Ni, Cr, месторождения и рудопроявления апатитов (P_2O_5). На относительно безрудных участках в них всегда повышено кларковое содержание элементов ряда протокристаллизации — V, P, Fe, Mn, Cr, Ni и др. Такие своеобразные и интенсивно металлоносные образования, внедрившиеся в толщи докембрийских пород, в процессе кембрийского осадкообразования играли, несомненно, роль мощных поставщиков рудных компонентов. Поскольку значительные площади подобных интрузий ныне эродированы и перекрыты осадочным чехлом на платформах (например, на Русской платформе [Богданова, 1974]), то можно думать, что геохимический облик питающих провинций в начале фанерозоя качественно отличался от современных.

По-видимому, на формирование ассоциаций осадочных образований вендско-кембрийского этапа оказали влияние общая аридизация климата, развитие биоса в эпиконтинентальных морях континентов, образование довендских кор выветривания и много других факторов, однако нам представляется, что наиболее важным среди них было формирование в довендскую эпоху характерных питающих провинций, резко обогащенных химическими элементами группы Fe — P [Холодов, 1973, 1975, 1977, 1981].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе мы попытались кратко и схематично охарактеризовать различные литологические уровни глобальных событий фанерозоя. Сквозь сложную и трудно интерпретируемую геологическую историю докембрия тоже намечаются, а иногда даже прослеживаются рубежи, на которых существенно менялся литолого-геохимический и минералогический облик Земли.

Так, например, многие исследователи вслед за А.И. Тугариновым [Тугаринов, Войткевич, 1970] и Е.В. Павловским [1970] считают, что в интервале 3000—2600 млн. лет различные континенты оказались подвергнуты интенсивной гранитизации, в результате чего повсеместно широкое площадное распространение получили гибридные породы: плагιοграниты и чарнокиты. В развитии явлений глобальной гранитизации большую роль, по-видимому, играл осадочный процесс, обеспечивший интенсивную дифференциацию вещества, предваившую описанные тектоно-магматические события.

Как было отмечено в предыдущих разделах работы, в интервале 2000—1000 млн. лет в докембрии на больших площадях усиленно формировались габбро-анортозитовые пояса и сложные расслоенные интрузии основных пород.

Следует, однако, отметить, что в целом все эти докембрийские уровни глобальных геологических событий изучены явно недостаточно; они бесспорно ждут своего более достоверного стратиграфического обоснования и несомненно нуждаются в более полном комплексном изучении.

Возвращаясь к литологическим уровням глобальных событий в фанерозое, следует в первую очередь подчеркнуть их полигенетичность и многофакторность. Причины возникновения глобальных уровней появления определенных формаций, пород, минеральных парагенезов или минералов не всегда могут быть генетически бесспорно интерпретированы. Они могут быть следствием одного или сочетанием нескольких благоприятных факторов планетарного масштаба, но могут оказаться и свидетелями внеземных (космических) событий, не поддающихся пока однозначной интерпретации.

В приведенных выше примерах может быть, по-видимому, достаточно

уверенно интерпретировано массовое накопление черных ванадиеносных сланцев, фосфоритов и железо-марганцевых руд в вендско-кембрийское время; оно, по-видимому, отражает концентрацию и пестроту распределения ряда химических элементов в докембрийском субстрате, на котором, собственно, и развертывались процессы раннефанерозойского осадкообразования. Важную роль в осадочном вендско-кембрийском рудогенезе играли тектоно-магматические события предшествующих эпох [Холодов, 1973].

Удачное сочетание климатического влияния (аридный климат), пространственного положения палеозойских континентов и тектонической дифференциации суши, обеспечившей формирование многочисленных мелководных эпиконтинентальных бассейнов огромных размеров, объясняет появление гигантского по масштабам пермско-триасового галогенеза [Страхов, 1962; Жарков, 1978]. По-видимому, также достаточно четко проявляется корреляция эпох глобального распространения черных сланцев и развития мировых трансгрессий [Пельымский и др., 1980]. Достаточно наглядно выявляются в молодых отложениях миоцена-плейстоцена вспышки глобальной вулканической деятельности, хорошо прослеживаемой по скважинам DSDP в осадочном чехле океанов и сопредельных площадях Тихоокеанского кольца [Kennett, Thunell, 1975].

Существование двух этапов (миоцен-плейстоценового и эоцен-мелового) в истории развития океанов, очень четко выявляющихся как в минеральных ассоциациях осадочного чехла, так и в различной интенсивности минерального преобразования базальтового субстрата, имеет несомненно сложную историю, которую еще предстоит расшифровать. Однако "совпадение" характера минеральных ассоциаций осадочного чехла и измененных базальтов эоцен-мелового этапа (требующих относительно повышенных температур по сравнению с более молодыми отложениями) со значениями изотопного состава бентосных фораминифер в отложениях того же возраста как будто бы позволяет достаточно определенно считать, что эоцен-меловой этап характеризовался повышенными температурами океанической воды, по-видимому, связанными с повышенной тектоно-магматической активностью океанического дна.

Особенно интересна и привлекает сейчас внимание геологов разных специальностей проблема событий, происшедших на границе мела и палеогена. Широко известные факты резкого изменения всего органического мира на рубеже 65–60 млн. лет получили сейчас неожиданное и крайне интересное обоснование. Открытие в датских слоях в ряде мест земного шара тонкого слоя глин, исключительно сильно обогащенных элементами платино-иридиевой группы, повлекли, как известно, ряд концепций, объясняющих это глобальное событие на рубеже мела и палеогена различными космическими причинами. Не только геохимические данные, но и тщательные тонкие минералогические исследования этих пограничных слоев, пока еще не выполненные, должны будут помочь уловить вещественное воплощение этих удивительных геохимических аномалий, совпадающих с массовой гибелью самых разнообразных органических сообществ (от динозавров до фораминифер и кокколитов) и, возможно, пролить свет на причины, их породившие. Органический мир, естественно, значительно более чутко способен улавливать и отражать глобальные изменения обстановки на земном шаре. Одна из актуальных и важнейших задач современной литологии — постановка комплексных исследований, в которых можно было бы дать литологическую, минералогическую и геохимическую характеристику глобальных экологических событий (и "катастроф"), фиксируемых неоднократно в истории развития осадочной оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. — Новосибирск: Наука, 1978. 189 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 416).
- Анкинович С.Г.* К стратиграфии нижнего палеозоя Джебаглы-Каратауской зоны. — В кн.: Тр. Совещ. по унификации стратиграфических схем нижнего палеозоя. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 282 с.
- Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. — В кн.: Материалы для геологии России. СПб, 1912, т. 25. 258 с.
- Башарин А.К., Берзин Н.А., Борукаев У.Б.* и др. Структурные связи континентов в докембрии. — Геология и геофизика, 1973, № 11, с. 3—14.
- Безруков П.Л., Мурдмаа И.О.* Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 107—127.
- Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев О.И.* и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: Международный геологический конгресс. 26 сессия. Доклады советских геологов: Петрология. 1980, с. 3—13.
- Богданова С.В.* Анортозиты Волго-Уральской области. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974, с. 48—57.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П.* Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 5, с. 3—10.
- Бойко Т.Ф.* Редкие элементы в солях и соленосных отложениях. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд-во АН СССР, 1966, т. 3, с. 556—610.
- Бойко Т.Ф.* Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.
- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Дмитрик А.Л.* Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик II (Красное море). — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 149).
- Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962. 392 с.
- Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К.* Экспериментальные исследования перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью. — Геохимия, 1963, № 3, с. 312—329.
- Вассоевич Н.Б.* Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Турского передового прогиба). — Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1958, вып. 128, с. 9—220.
- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1975, № 5, с. 5—23.
- Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Войткевич Г.В., Лебедево Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 228 с.
- Гаверилов Ю.О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1981. 100 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 364).
- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л.* Глубоководные осадки складчатых областей. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 278—282.
- Гуревич Б.Г., Хмелев Ю.Н.* Фосфориты в бокситоносных отложениях Боксонского месторождения (Восточный Саян). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 5, с. 159—160.
- Джолдошев Б.* Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетынского железорудного месторождения (Тянь-Шань). — В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе, 1964, с. 23—33.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Кара-Тау — модель региона фосфатнакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 187 с.
- Жарков М.А.* Эволюция палеозойского соленакопления. — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1976, с. 5—19.
- Жарков М.А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 271 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 354).
- Журавлева З.А.* Офеолиты докембрия. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. 1979, с. 72—79.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 210—224.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 327 с.
- Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М.: ГОНТИ, 1960. 424 с.
- Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 162 с. (Тр. Сов.-Монг. н.-и. экспед.; Вып. 6).
- Казичин Ю.В.* Древние фосфориты Гималаев Непала. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3, с. 97—99.
- Келлер Б.М.* Рифейская группа. — В кн.: Международный геологический конгресс. 22 сессия. Доклады советских геологов: Проблема 10. Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 65—100.
- Корневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 281 с.
- Коссовская А.Г.* Модель пелагического глинообразования: Seventh. Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Karlovy Vary, 1976, p. 195—201.
- Коссовская А.Г., Мураев В.И.* О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431—433.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н., Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной эвапоритовой седиментации. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278—297.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я.* Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 8—30.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М.* Минералогические преобразования океанической коры и проблема начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Крылов И.Н.* Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Кара-Тау. М.: Наука, 1967. 282 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 171).
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Ломова О.С.* Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М.: Наука, 1979. 180 с.
- Лотце Ф.* Распространение эвапоритов в пространстве и времени. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 321—336.
- Мерзляков Г.А.* Пермское соленакопление в Евразии. — В кн.: Эволюция осадочного породобразования в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1976, с. 31—38.
- Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
- Мухин Ю.В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с.
- Павловский Е.В.* Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 35—68.
- Пейве А.В., Пуцаровский Ю.М.* Теоретические проблемы геологии океанов. — Природа, 1982, № 1, с. 30—41.
- Пельымский Г.А., Пальшин И.Г., Окиншевич А.Е.* Эпохи сланцenaкопления в истории Земли. — В кн.: Жизнь Земли: Сб. Музея землед. МГУ, 1980, № 14, с. 24—35.
- Ронов А.Б., Славинский К.Б., Хаин В.Е.* Кембрийские литологические формации мира. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 10—33.
- Ручкина Ю.Р.* Кремнистые фосфориты Удско-Шантарского района и их происхождение. — В кн.: Фосфаты Дальнего Востока, 1980, с. 95—110.
- Сагандыков К.С.* Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо. — В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967, с. 94—103.
- Сагандыков К.С.* Основные этапы литогенеза, метаморфизма и рудообразования докембрия—палеозоя Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе, 1981, с. 310—312.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 256).
- Сендеров Э.Э.* Жизнеспособность равновесий с пересыщенными кремнеземом и растворами и их влияние на образование цеолитов. — В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, с. 91—99.
- Сидоренко А.В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР. Сер. 4. Геология, 1976, № 1, с. 113—125.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св. А.* Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры. — Докл. АН СССР, 1978, № 3, с. 705—708.

- Сливко Е.П., Петриченко О.И.* Акцессорные литий, рубидий и цезий в соленосных отложениях Украины. Киев: Наук. думка, 1967. 254 с.
- Соколова Е.А.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей. М.: Наука, 1968, с. 128—205.
- Соколова Т.Н.* Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения. М.: Наука, 1982. 163 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1962. Т. 3. 550 с.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 292).
- Страхов Н.М.* К познанию терригенной седиментации в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
- Страхов Н.М.* Геохимия современного седиментогенеза. — В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979, с. 9—240.
- Суслов А.Т.* Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с. 57—74.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества. — В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980а, с. 96—109.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* "Черные сланцы" Бискайского залива и условия их образования. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980б, с. 118—143.
- Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* и др. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования. — Литология и полезн. ископаемые, 1973, № 3, с. 58—83.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 430 с.
- Тушина А.М.* Условия образования фосфоритов Кара-Тау. — В кн.: Условия образования геосинклиналиных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 71—80.
- Фивег М.П.* Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1, с. 517—530.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский К.Б.* Силурийские литологические формации мира. — Сов. геология, 1977, № 5, с. 21—43.
- Холодов В.Н.* О металлогении ванда и кембрия Евразии: Статья 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов. — Литология и полезн. ископаемые, 1970, № 2, с. 130—148.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 274 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 251).
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191—209.
- Холодов В.Н.* О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 151—162.
- Холодов В.Н.* Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 62—76.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 207 с.
- Холодов В.Н., Штеренберг Л.Е.* К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции. — Литология и полезн. ископаемые, 1977, № 5, с. 73—92.
- Шехоркина А.Ф., Позорелова М.Г.* Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенной группы формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива. — В кн.: Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, 1963, вып. 18, с. 120—136.
- Энгель А.Э., Энгель Ц.Т.* Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 76—87.
- Baldwin B.* Ways of deciphering compacted sediments. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 1, p. 293—301.
- Bhatti N.A.* Hazarah phosphate deposits — Pakistan. — In: Proterozoic—Cambrian phosphorites. Canberra, 1978, p. 44.
- Boles J.R.* Zeolites in deep-sea sediments: Mineralogy and geology of naturale zeolites. — Miner. Soc. Amer., 1977, vol. 4.
- Bridgewater D., Windley B.F.* Anorthosites, post-orogenic granites acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the Mid-Proterozoic. Copenhagen: Spec. Publ. Geol. Soc., 1973.

- Cook P.J., Shergold I.H.* The field workshop. — In: Proterozoic—Cambrian phosphorites. Canberra, 1978, p. 1—17.
- Gottardy G., Obradovic J.* Sedimentary zeolites in Europe. — Fortschr. Miner., 1978, vol. 56, N 2, p. 316—355.
- Harvey H.W.* The chemistry and fertility of sea water. Cambridge: Univ. press, 1955.
- Herz N.* Anorthosite belts, continental drift and the anorthosite event. — Science, 1969, vol. 164, p. 944—947.
- Howard P.F.* Discovery of phosphorite in northern Australia. — Trans. Soc. Mining. Eng., 1977, vol. 250, N 4, p. 269—273.
- Howitt A.M.* Phosphate deposits of Egypt. — In: XIV Congress geol. intern. Espagne. Madrid, 1926, vol. 2, p. 286—320.
- Jenkins H.C.* Cretaceous anoxic events: from continent to oceans. — J. Geol. Soc., 1980, vol. 137, p. 171—188.
- Kennett J.P., McBirney A.R., Thunell R.C.* Episodes of cenozoic volcanism in the Circum Pacific region. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, vol. 2, p. 145—163.
- Kennett J.P., Thunell R.C.* Global increase of Quaternary explosive volcanism. — Science, 1975, vol. 187, N 4176, p. 498—503.
- Kerr R.A.* Precambrian tectonics: is the present the Key to the past? — Science, 1978, vol. 199, N 4326, p. 282—285, 330.
- Kübler B.* La corrensite, indicateur possible de milieux de sedimentation et du degre de transformation d'un sediment. — Bull. Centre rech. Pau — SNPA, 1973, t. 7, N 2, p. 543—556.
- Lotze F.* Steinsalze und Kalisalze. Geologic, 1938. 120 s.
- Robinson P.T., Flower M.F., Shimincke H.U., Ohnmacht W.* Low temperature alteration of oceanic basalts DSDP. — Init. Rep-ts DSDP, 1976, vol. 37, p. 775—795.
- Savin S.M., Douglas G., Stahly F.* Tertiary marine temperature. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1499—1510.
- Smith A., Hallam A.H.* The fit of the Southern continents. — Nature, 1970, N 225, p. 139—144.
- Sougy I.* Les formations paleozoiques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, petrographique et paleontologique. — Ann. Fac. Sci. Univ. Dacar, Ser. Sci., 1964, vol. 15, N 1, p. 695.
- Sverdrup H.V., Johnson H.W., Fleming R.H.* The oceans. N. Y., 1942.
- Szatmari P., Carvalho R.S., Simoes I.* A comparison of evaporite facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basin. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, p. 432—447.
- Talbot C.J.* A plate tectonic model for the Archaean crust. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, N 1235, p. 413—427.
- Tromlette R., Affaton P., Joulia F., Marshand J.* Stratigraphic and structural controls of Late Precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Bennis, West Africa. — Econ. Geol., 1980, vol. 75, N 1, p. 62—71.
- Wang Chung-wu.* The condition of formation of the Lower Cambrian phosphorites of their distribution, Yunnan Province, China. — In: Proterozoic—Cambrian phosphorites. Canberra, 1978, p. 33.
- Windley B.F.* Evidence for land emergence in the Early to Middle Precambrian. — Proc. Geol. Assoc., 1980, vol. 91, N 1/2, p. 13—23.

УДК (551.31+551.35) :551.7

А. Б. Ронов

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Много лет назад я попытался построить количественную модель соотношения важнейших типов пород осадочной оболочки на разных стадиях развития нашей планеты (рис. 1). В основу ее были положены все известные тогда эмпирические факты: для неогена наиболее точные — об объемах и пропорциях пород в пределах важнейших структурных зон континентов; для раннего протерозоя и архея — значительно менее совершенные данные о соотношениях мощностей парапород и эффузивов на крупнейших щитах континентов. Более древние стадии, названные мною азойской и доазой-

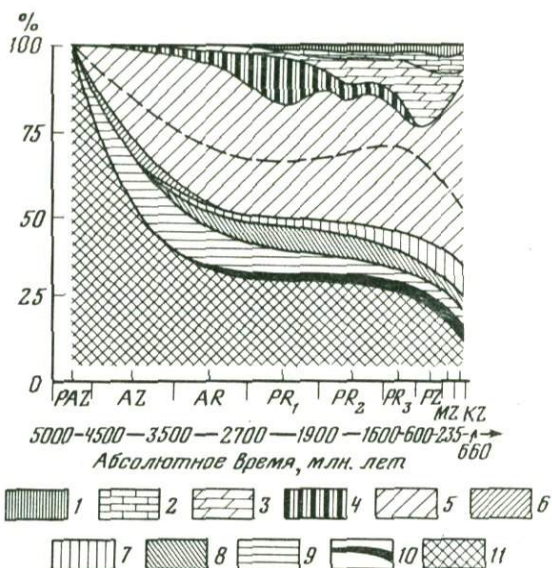


Рис. 1. Схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород областей осадконакопления континентов [Ронов, 1964]

1 — эвапориты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспилиты; 5 — глины и их метаморфические эквиваленты; 6 — вторичные кварциты; 7 — кварцевые пески; 8 — аркозы; 9 — граувакки; 10 — наземно-вулканогенные породы; 11 — подводно-вулканогенные породы

ской, гипотетичны, и при построении модели я исходил из идеи о господстве в это время вулканогенно-осадочных процессов [Ронов, 1964]. Не лишено вероятности, что начало становления осадочной оболочки, равно как гидросферы и атмосферы, правильнее относить к "лунной" стадии формирования коры (4—4,5 млрд. лет назад).

Предложенная в 1963 г. модель выдержала испытание временем, хотя, несомненно, она нуждается в совершенствовании и уточнении. Это я и собираюсь сделать в ближайшие годы.

Полученные мною дифференцированные во времени количественные оценки площадей распространения, объемов, масс, пропорций и составов осадочных пород и формаций в пределах важнейших структурных зон континентов позволили выявить системы неоднородностей в строении осадочной оболочки, проследить эволюционные тенденции в ее развитии, установить причинные связи с историей других внешних оболочек (гидросфера, атмосфера, биосфера) и наметить ведущие факторы эволюции [Ронов, 1972, 1980].

На рис. 2 видна резко выраженная неравномерность и диспропорция в распределении объемов, отражающая, по-видимому, асимметрию и глубинную неоднородность строения планеты. Основная масса пород оболочки (около 70%) сосредоточена на материках, занимающих лишь 29% земной поверхности. Вместе с шельфом и материковым склоном континентальный блок контролирует 83% объема пород оболочки, охватывая при этом лишь 42% площади планеты. На ложе океанов, занимающее 58% общей площади Земли, приходится лишь 17% общего объема стратисферы.

Следующая система неоднородностей связана с делением материков на два блока: Лавразию и Гондвану, которые отличались друг от друга

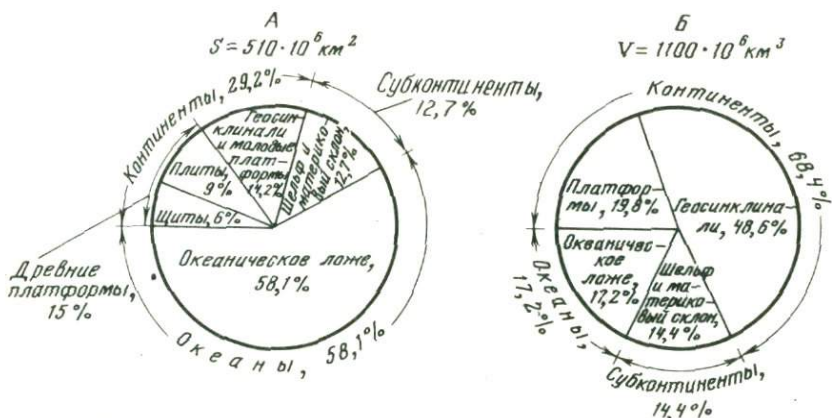


Рис. 2. Распределение площади земной поверхности (А) и объема пород осадочной оболочки Земли (Б) между континентами, субконтинентами и океанами [Ронов, 1980]

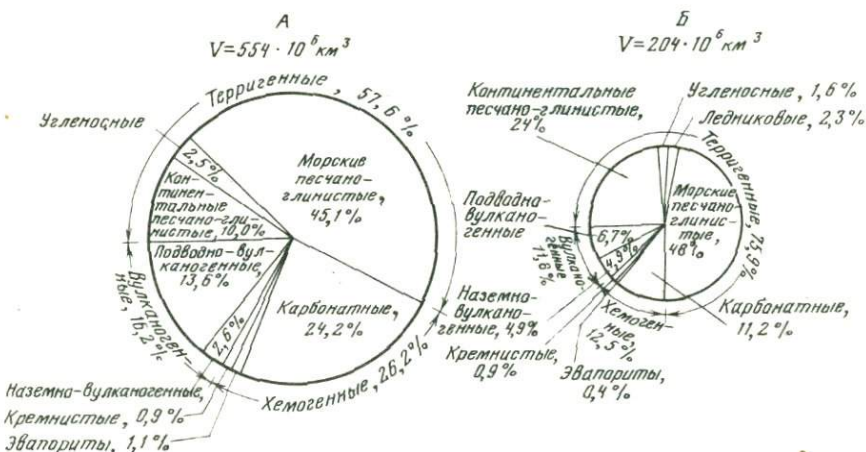


Рис. 3. Различия в объемах и распространности важнейших групп формаций неогена в пределах материков Лавразии (А) и Гондваны (Б). Группа хемогенных формаций включает и биогенные [Ронов, 1980]

в неогее режимом эпейрогенических движений (рис. 3). На материках Лавразии, занимающих около половины суммарной площади континентов, залегают 3/4 общего объема пород континентальной части оболочки, тогда как на материках Гондваны — всего лишь 1/4. К этому следует добавить, что на последней сосредоточено 2/3 общей площади щитов. Характерно также, что на материках Гондваны лишь половина общего объема пород тяготеет к геосинклиналям, тогда как в Лавразии — 3/4. На Гондване, как видно из рис. 3, значительно шире представлены терригенные отложения, причем доля континентальных осадков и наземных вулканитов вдвое выше, чем в Лавразии, где значительно шире представлены карбонатные породы, эвапориты и продукты подводного вулканизма. Все это свидетельствует о более высокой активности в неогее погружений земной коры в Лавразии и ее поднятия на Гондване [Ронов, 1980].

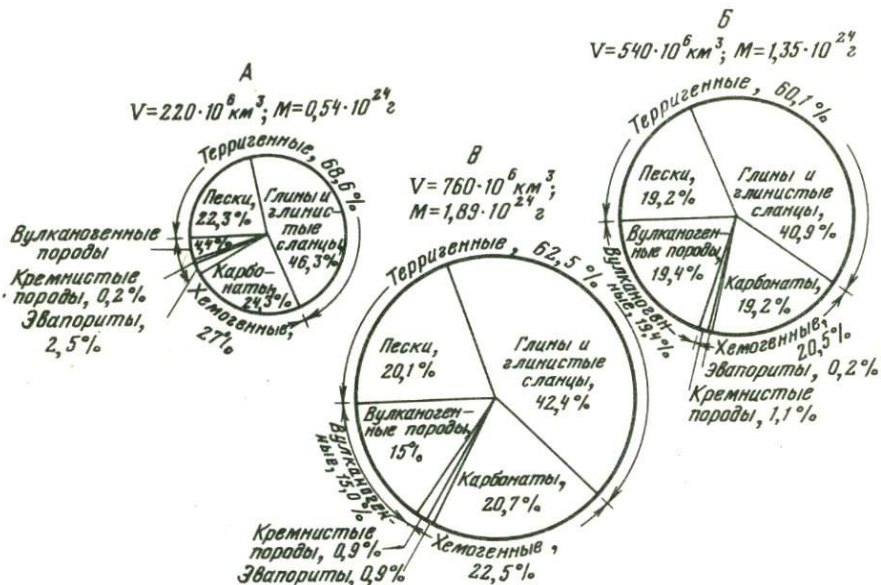


Рис. 4. Объемы и распространение важнейших типов пород в осадочном чехле платформ (А), геосинклиналей (Б) и осадочной оболочке материков в целом (В). Группа хомогенных пород включает и биогенные [Ронов, 1980]

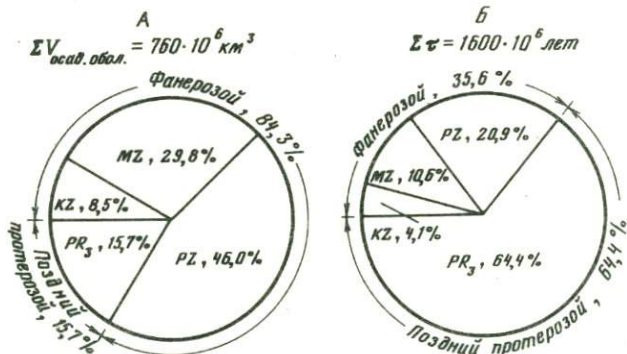


Рис. 5. Распределение объемов пород осадочной оболочки материков по крупным стратиграфическим интервалам неогена (А) и их длительность (Б) [Ронов, 1980]

Третья система неоднородностей в распределении объемов осадочной оболочки континентов связана с существованием тектонической зональности и разными скоростями седиментации на платформах и в геосинклиналях (рис. 4). Почти 3/4 общего объема оболочки сосредоточено в геосинклинальных областях и лишь 1/4 – на платформах. В геосинклиналях гораздо шире представлены вулканические и кремнистые породы, а на платформах – обычные типы осадочных пород [Ронов, 1980].

Значительные неоднородности в распределении объемов и в распространении формаций наблюдаются по вертикальному разрезу осадочной оболочки континентов (рис. 5). Они проявляются прежде всего в отсутствии пропорциональности между объемами пород крупнейших стратигра-

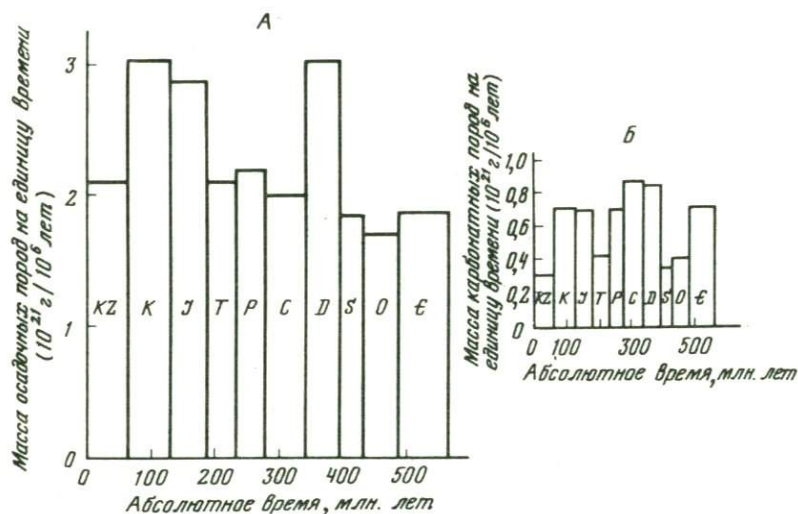


Рис. 6. Распределение относительных масс совокупности осадочных (А) и карбонатных (Б) пород фанерозоя континентов как функция их возраста [Ронов, 1980]

фических комплексов неогена и их абсолютной длительностью. Так, например, почти половина общего объема пород стратисферы континентов заключена в палеозойских толщах, время накопления которых охватило лишь 20% общей длительности неогена (1,6 млрд. лет). В противоположность этому на верхний протерозой приходится лишь 16% объема пород оболочки, а длительность времени PR_3 превышает половину общей длительности неогена (64%). Эти неоднородности связаны, по-видимому, с действием двух факторов: 1) различиями в скоростях седиментации на разных этапах неогена (меньшие скорости в позднем протерозое) и 2) процессами эрозии и выветривания, которые могли уничтожить часть первоначального объема пород [Ронов, 1980]. О масштабах потерь можно судить лишь статистически, полагая, что чем древнее осадочные толщи, тем большей была вероятность их разрушения. С. Грегор [Gregor, 1968], а затем Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [1974] установили, что относительная масса осадочных пород должна уменьшаться по экспоненциальному закону от современности к далекому прошлому. По методу этих авторов построен график (рис. 6), на котором нанесены относительные массы осадочных пород, приходящиеся в каждом периоде фанерозоя на единицу времени, т.е. на 1 млн. лет. Вопреки ожиданию, график не обнаруживает закономерного убывания относительных масс пород в глубь времен и выявляет лишь периодические их колебания. Это дает право утверждать, что глобально значимого уничтожения масс осадочных пород в течение фанерозоя не происходило, а наблюдаемые колебания обусловлены, скорее всего, периодическими изменениями интенсивности осадконакопления во времени. Однако при рассмотрении более крупных интервалов времени в течение всего неогена, равных целым эрам или близким к ним геохронологическим интервалам (KZ , MZ , PZ_{2+3} , PZ_1 , V_1R_3 , R_{1-2}), выявляется тенденция к уменьшению относительной массы осадочных пород (рис. 7). Она слабо выражена в фанерозое и резко усиливается в позднем протерозое. Следовательно, действие вторичных факторов приобретает первостепенное значение лишь для докембрия [Ронов, 1980].

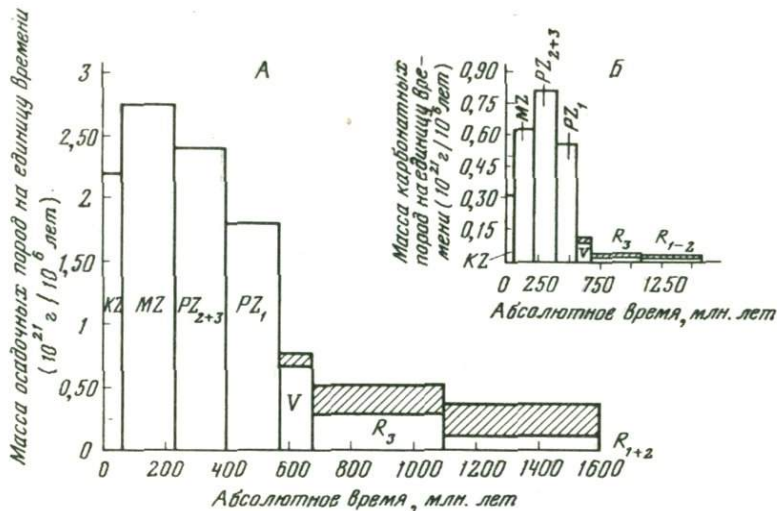


Рис. 7. Распределение относительных масс совокупности осадочных (А) и карбонатных (Б) пород фанерозоя и позднего протерозоя континентов как функция их возраста (заштрихованы метаморфизованные эквиваленты осадочных пород позднепротерозойских геосинклиналей [Ронов, 1980])

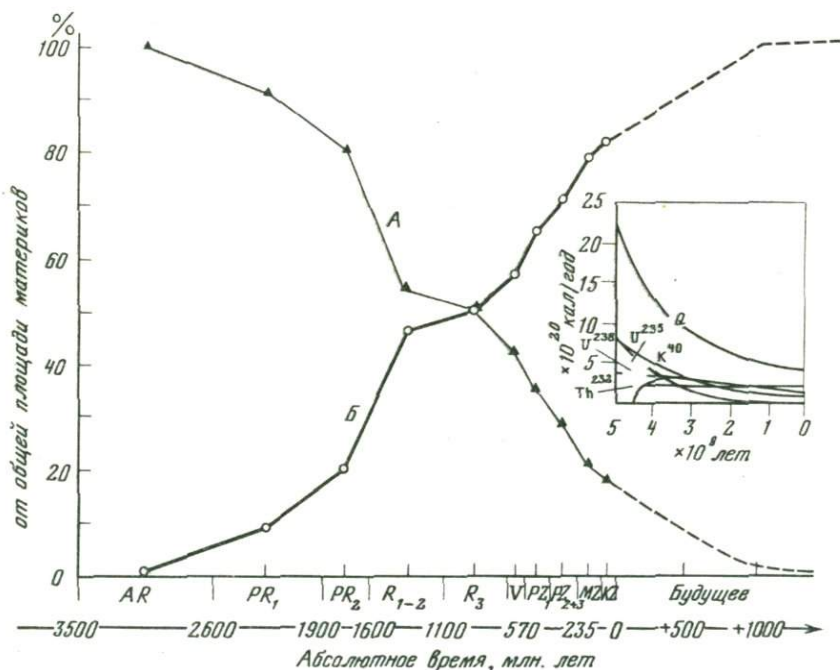


Рис. 8. Общая тенденция к сокращению площади геосинклиналей (А) и росту площади платформ (Б) в пределах современных материков, по А.Б. Ронову [1976] с дополнениями. На врезке показано выделение изотопами радиогенного тепла в прошлом Земли. По оси ординат отложены величины радиоактивного тепла по Г.В. Войткевичу [1973]

Один из наиболее мощных ведущих факторов эволюции внешних оболочек Земли, прежде всего осадочной, — необратимый процесс стабилизации коры континентов, который выразился в последовательном росте площади платформ за счет отмиравших геосинклиналей (рис. 8). Этот процесс сокращения площади тектонически активных зон континентов находился, по-видимому, в причинной зависимости от общего уменьшения количества радиогенного тепла, выделявшегося нашей планетой от начальных стадий ее развития к современной эпохе (рис. 8, врезка). Из этого следует, что в ходе отмирания геосинклиналей должна была снижаться интенсивность эффузивной и интрузивной деятельности, равно как и сокращаться площадь областей проявления регионального метаморфизма. Геохимическое следствие этого — постепенный переход от геосинклинальной модели выветривания и дифференциации элементов, которая была господствующей на ранних стадиях развития, к платформенной модели на более поздних стадиях [Ронов, 1980]. Сравнительное изучение осадочной дифференциации в пределах стабильных и мобильных зон земной коры установило, что на платформах глубина разложения пород больше, дифференциация пород полнее и величина коэффициента выноса убывает от наиболее подвижных к наименее подвижным элементам, образуя ряд подвижности, отвечающий распространенности этих элементов в водах современного океана. При выветривании же геосинклинальных пород этот ряд нарушается вследствие более основного состава материнских пород и неполноты их разложения.

Ряды подвижности элементов

[Ронов и др., 1965, 1966]

| Геосинклинали | Платформы |
|-------------------------------------|---|
| Mg > Ca > Na > K (древний океан) | Na > Mg > Ca > K (современный океан) |

Рассматривая правую и левую половины рядов подвижности в историческом аспекте, можно полагать, что на ранних стадиях развития коры преобладали процессы выноса элементов по геосинклинальной модели, тогда как на более поздних стадиях — по платформенной [Ронов и др., 1965, 1966]. К аналогичным результатам приводит изучение количественного баланса выноса и накопления элементов в профилях выветривания основных и кислых кристаллических пород [Ронов, Мигдисов, 1965], а также наблюдения над современными природными и экспериментальными моделями разложения (гидролиза) гранитов и базальтов [Ронов, 1964]. Совокупность этих наблюдений позволила в свое время автору наметить схему эволюционных преобразований катионного состава вод Мирового океана [Ронов, 1964; Ronov, 1968].

В связи со структурной перестройкой коры происходили направленные во времени изменения петрографического состава пород древней суши (рис. 9). График, построенный начиная с архея, по эмпирическим данным, показывает, что главная тенденция развития питающих провинций — последовательное сокращение площади выходов основных эффузивов и рост площади осадочных пород. Распределение гранитоидов более сложное. С усилением процессов гранитизации и последующей эрозии древних складчатых областей площадь их выходов на поверхность возрастала и достигла максимума в конце среднего протерозоя. Затем происходило постепенное ее сокращение вследствие перекрытия кристаллического фундамента

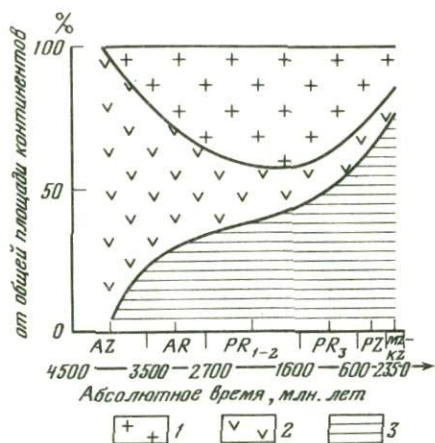


Рис. 9. Схема изменения во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков по А.Б. Ронову [1972]

1 — гранитоиды и ортогнейсы;
2 — лавы (преимущественно основные); 3 — осадочные породы

платформенным чехлом позднепротерозойских и более молодых осадков [Ронов, 1972].

Исходя из принятой гипотезы изменения во времени пропорций разрушавшихся пород континентов и данных о составе соответствующих им по возрасту пород СССР, США и других стран мира [Ронов, 1972], рас-

смотрены геохронологические тенденции изменений среднего химического состава размывавшегося субстрата континентов (рис. 10). Левая половина графика отображает закономерное уменьшение от этапа к этапу содержаний Na, Mg, Fe и Al, а правая — более сложные изменения средних содержаний K и Ca. Количество калия нарастает во времени, достигает максимума в позднем протерозое, а затем уменьшается к современному этапу. Кальций обнаруживает противоположную тенденцию — его содержание постепенно снижается вплоть до раннего протерозоя, а затем вновь начинает расти и достигает исходного уровня в мезозой-кайнозое. Геохимические следствия этих изменений очевидны: со временем должен был определенным образом изменяться состав терригенных продуктов выветривания и растворов, выносившихся из областей эрозии континентов во внутриматериковые моря и океаны. Это должно было определенным образом влиять на общее направление эволюции состава осадков и химического состава вод океана [Ронов, 1972, 1980].

Тенденции изменения во времени среднего химического состава осадочных пород стратисферы, в частности глинистых, отображены на серии графиков, при построении которых использованы многочисленные анализы парапород фундаментов и осадочных чехлов Русской, Северо-Американской, Сибирской и ряда других древних и молодых платформ мира. Из графика (рис. 11) видно, что распределения калия и натрия в осадках аналогично схеме их распределения в породах областей эрозии континентов. Содержание натрия снижается в осадочных породах от архея до мезозоя. Эта тенденция объясняется взаимодействием двух генетически разнородных, но одинаково направленных во времени процессов. Первый из них, обусловленный замыканием докембрийских геосинклиналей и расширением площади платформ, сопровождался последовательным затуханием эффузивного вулканизма на континентах и имел своим следствием постепенное сокращение привноса в платформенные области осадконакопления глубинного материала, относительно обогащенного натрием. Развитие второго процесса связано с вовлечением исходного докембрийского геосинклинального материала в циклы выветривания и седиментации, в результате прохождения через которые терригенный материал постепенно очищался от подвижного натрия, уносившегося речным стоком с континентов в океаны.

Кривая распределения калия (рис. 11, левая половина графика) фикси-

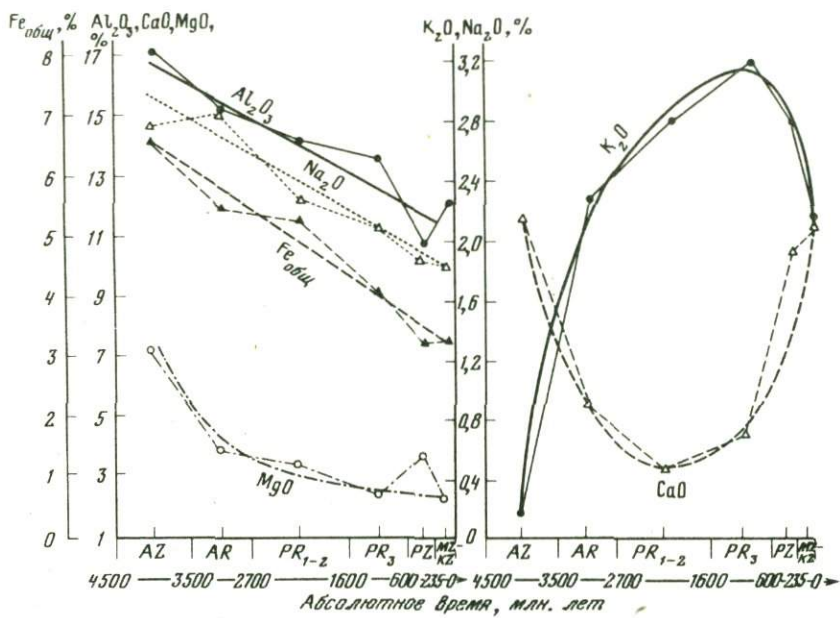


Рис. 10. Схема изменения во времени химического состава областей эрозии материков по А.Б. Ронову [1972]

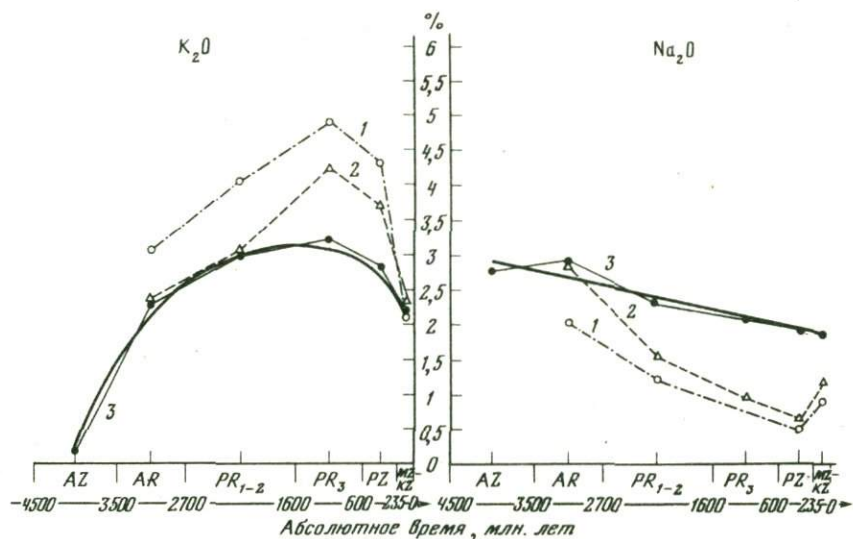


Рис. 11. Изменение во времени среднего содержания калия и натрия в кристаллических сланцах и глинах фундамента и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1970]

1 — глины Северо-Американской платформы; 2 — глины Русской платформы; 3 — области эрозии континентов

рует сперва рост его содержаний вплоть до раннего палеозоя, а затем резкое снижение в более молодых осадках. Эта тенденция — функция взаимосвязанных процессов гранитизации, последующего размыва гранитизированных пород, накопления аркозовых ассоциаций в платформенных песках и захвата калия глинистым веществом (преимущественно гидрослюдами). По мере перекрытия фундамента и значительной части щитов палеозойскими осадками начал ослабевать привнос на платформы терригенного материала, обогащенного калием. Прохождение осадков через повторные циклы выветривания и седиментации привело в конце палеозоя, в мезозое и кайнозое к очищению песков и глин от калия в результате разрушения калиевых полевых шпатов в песчаных породах и замещения гидрослюд монтмориллонитом в глинах [Ронов, 1972, 1980; Ронов, Мигдисов, 1970].

30 лет тому назад совместно с А.П. Виноградовым [Виноградов, Ронов, 1956] была установлена закономерная тенденция роста величины Ca/Mg (рис. 12, А). В свете новых данных она получает свое объяснение.

Эта тенденция присуща не только карбонатам, но вообще всем осадочным породам континентов (рис. 12, Б). Она является функцией изменения состава областей сноса материков, что доказывается параллельным увеличением Ca/Mg в материнских породах и производных осадках [Ронов, 1972, 1980].

Приведенные данные убеждают нас в том, что роль древних осадочных пород как источника материала для более молодых осадков возрастала в ходе времени, а значение эффузивов и гранитоидов, наоборот, постепенно снижалось на фанерозойском этапе. Уменьшение вклада основного эффузивного материала в седиментацию особенно наглядно видно из рис. 13, иллюстрирующего процесс очищения осадочных толщ от железа.

Мощному накоплению железистых пород в раннем протерозое предшествовал период длительной экзогенной переработки материала гранитизированных впоследствии архейских эффузивно-осадочных серий, изначально обладавших большим количеством железа. Это запечатлелось не только в рудообразовании, но и в повышенном уровне средних содержаний железа в синхронных верхнеархейских и нижнепротерозойских метаклинистых толщах щитов. Дальнейшее развитие состава глинистых пород сопровождалось их обеднением железом, содержание которого в глинах платформ снизилось почти вдвое за период с раннего протерозоя до мезозой-кайнозоя [Ронов, Мигдисов, 1970].

Накопление джеспилитов и обогащенность нижнепротерозойских глинистых осадков железом — своего рода геохимическая загадка, определяемая дуалистическими свойствами этого элемента. Бикарбонат двухвалентного железа обладает большой подвижностью в водных растворах при высоком парциальном давлении CO_2 и отсутствии свободного кислорода и, наоборот, теряет эту подвижность при окислении в труднорастворимый гидрат окиси. Для переноса огромных масс железа с размывавшейся суши во внутриматериковые раннепротерозойские моря требовалось высокое pCO_2 и практическое отсутствие кислорода в атмосфере и гидросфере, но для массового осаждения железа необходимы были диаметрально противоположные параметры [Ронов, 1980].

Исходя из независимых фактов, мы полагаем, что атмосфера раннего протерозоя была восстановительной, а pCO_2 достаточно высоко. Следовательно, на дне бассейна должны были действовать локальные факторы, способствовавшие переводу закисного железа в окисную форму. Одним из таких факторов мог быть биологический механизм, предложенный П. Клаудом [Cloud, 1972], согласно которому закисное железо было акцептором кислорода для древних фотосинтезирующих микроорганизмов.

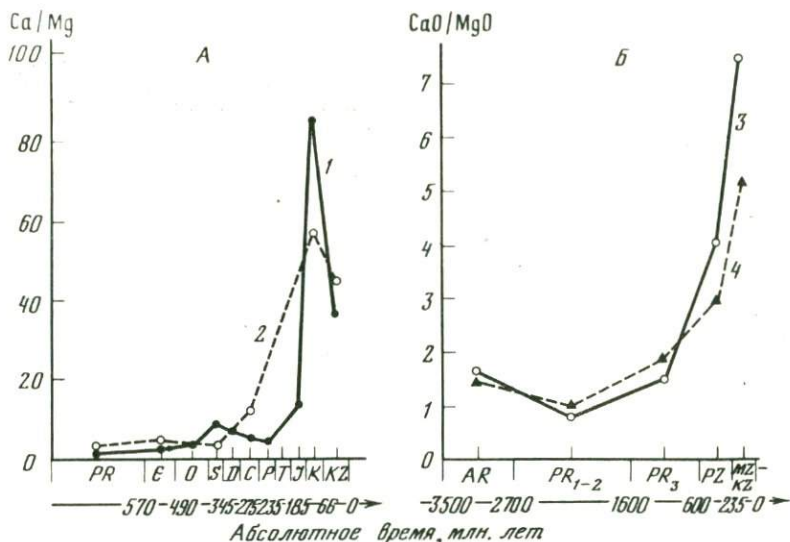


Рис. 12. Изменение во времени величины отношения CaO/MgO. А — в карбонатных породах Русской и Северо-Американской платформ по А.П. Виноградову и А.Б. Ронову [1956] и Р. Дэли [Daly, 1909]; Б — в породах областей седиментации и областей эрозии материков по А.Б. Ронову [1972]

1 — Русская платформа; 2 — Северная Америка [1909]; 3 — породы областей седиментации на материках; 4 — породы областей размыва материков

Полученные нами недавно более точные и дифференцированные во времени оценки распределения объемов и масс различных типов осадочных пород позднего протерозоя и фанерозоя на континентах, шельфах, материковых склонах и котловинах океана, а также новые данные о содержаниях сульфатной серы и остаточного $S_{орг}$ (Ронов, 1980; Мигдисов и др., 1982; Троцюк, 1979) в осадках этих структур позволили подойти к решению проблемы о балансе кислорода во внешних оболочках Земли.

Мы исходили из идеи В.И. Вернадского [1934] о том, что выход $S_{орг}$ из жизненного цикла вследствие его захоронения в осадочной оболочке создает возможность для существования в биосфере соответственных масс свободного кислорода. На рис. 14 приведены данные о главных резервуарах $S_{орг}$ в осадочной оболочке континентов и океанов для неогена [Ронов, 1980]. Эти данные позволили подсчитать, сколько свободного кислорода поступило в атмосферу за последние 1 млрд. 600 млн. лет. Совместно с А.А. Мигдисовым мы рассчитали массы кислорода, израсходованные за это время на окисление серы, рассеянной в осадочных толщах и сосредоточенной в них в форме тел гипсов и ангидритов (данные М.А. Жаркова [1974, 1978], с дополнениями), на окисление серы вод океанов в сульфаты, на окисление железа в осадочных породах. Полученные оценки расхода кислорода с учетом массы кислорода в современной атмосфере дали почти вдвое меньшую массу кислорода, чем его выделилось в результате захоронения в осадках остаточного $S_{орг}$.

В настоящее время неизвестны другие значительные пути связывания кислорода в осадочной оболочке. Расход кислорода на окисление Mn, U, V и других поливалентных элементов ничтожен. Это дает нам основание предположить, что значительные массы кислорода уходили из внешних оболочек в более глубокие горизонты коры, где расходовались на частич-

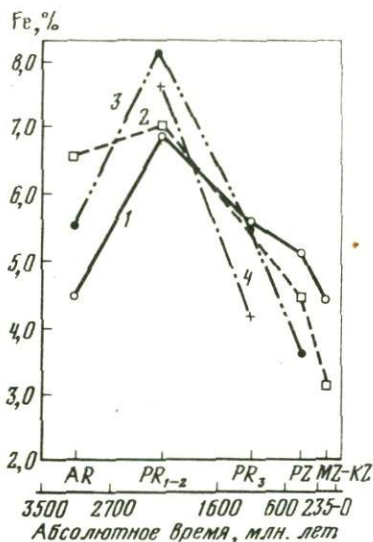


Рис. 13. Изменение во времени среднего содержания железа в глинах и их метаморфических эквивалентах на Русской (1), Северо-Американской (2), Сибирской (3) платформах и Бразильском щите (4) по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1970]

ное окисление вещества кристаллических пород. Отсюда следует и другой принципиально важный вывод об открытости системы внешних оболочек, по крайней мере для кислорода, и ставит под сомнение гипотезу о стационарности многих процессов, протекающих в осадочной оболочке.

Приблизительные оценки для крупных этапов неогена показывают, что массы захороненного C_{org} в осадочной оболочке и соответствующие им массы кислорода, поступавшего в ат-

мосферу, неуклонно росли от позднего протерозоя к кайнозою. Следствием этого было увеличение массы сульфатной серы в телах отлагавшихся эвапоритов (рис. 15). Усиливались процессы бактериальной сульфатредукции в ходе диагенеза в толщах отлагавшихся осадков, о чем свидетельствуют массы рассеянного в них пирита. Закономерно увеличивались отношения масс сульфатной серы к пиритной и окисного железа к закисному (рис. 16). Возрастала интенсивность фракционирования изотопов сульфатной и пиритной серы. Расчеты показывают, что с течением времени росли и скорости накопления в стратиффере органического вещества (ОВ), сульфатной и пиритной серы, равно как и скорости поступления кислорода в атмосферу (рис. 17). Диспропорция между поступлением кислорода и его связыванием в осадочной оболочке усиливается во времени, о чем достаточно убедительно свидетельствует схема дисбаланса кислорода в течение неогена (рис. 18).

В истории Земли, но особенно четко в фанерозое, прослеживаются противоположно направленные процессы выноса из глубин Земли во внешние оболочки "избыточных" летучих, таких, как вода, сера, хлор, фтор, бор и углекислота. Не так давно мною был количественно рассмотрен механизм, который регулировал на фанерозойском этапе масштабы карбонатакопления, ресурсы биомассы организмов и погребенного ОВ [Ронов, 1976, 1980]. Было показано, что мерой интенсивности выделения летучих (в том числе углекислоты) из расплавленных вулканических масс в ту или иную эпоху является в первом приближении объем подводных и наземных излияний. Сопоставление результатов измерений объемов карбонатных и вулканогенных пород и площади внутриматериковых морей, произведенное по картам литологических формаций мира [Ронов, Хаин, 1954—1956, 1961, 1962; Ронов и др., 1974, 1978; Хаин и др., 1975, 1979, 1981], показало, что в течение всего фанерозоя существовала прямая зависимость между объемом подводных и наземных излияний, с одной стороны, и объемом отложившихся карбонатных пород — с другой [Ронов, 1959, 1976]. Согласованный ход кривых объемов вулканогенных пород и объемов CO_2 карбонатов (рис. 19) показывает, что по мере поступления вулканогенной углекислоты в атмосферу и океан она с геологиче-

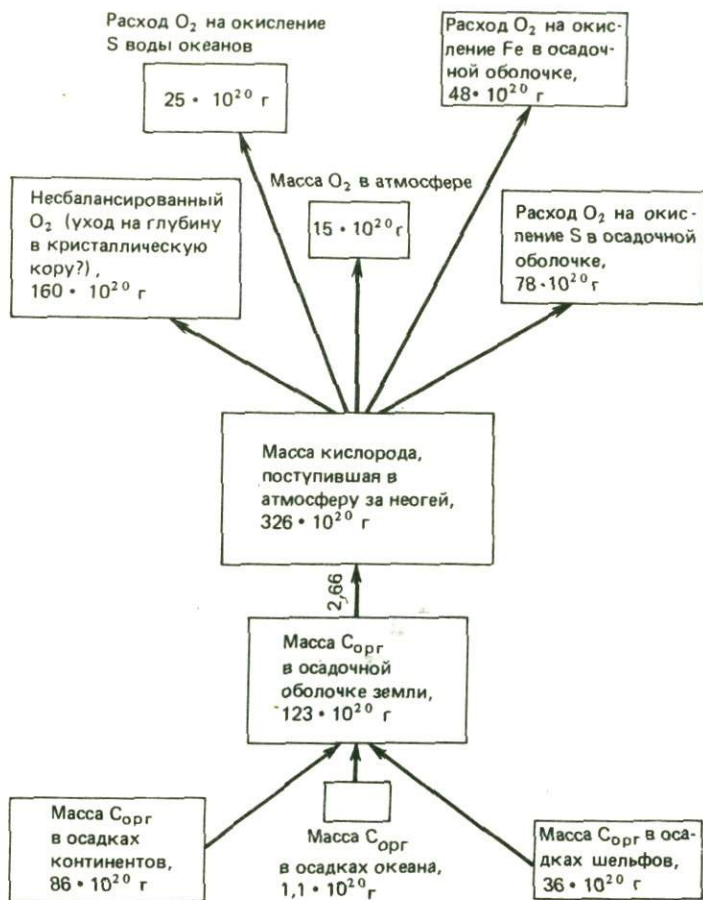


Рис. 14. Баланс свободного кислорода в осадочной оболочке, океане и атмосфере по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1981]

ской точки зрения одновременно извлекалась из этих резервуаров в виде карбонатных осадков на дне преимущественно мелководных платформенных и геосинклинальных внутриматериковых морей. На рис. 19 также видно, что существовала прямая зависимость между площадью, покрытой морем, и объемом накопившихся карбонатных пород. С расширением внутриматериковых морей увеличивалось количество карбонатных осадков и, наоборот, уменьшение их площади влекло за собой пропорциональное сокращение объема синхронных карбонатов. Все это, вместе взятое, привело меня к выводу, что периодические изменения объема карбонатных пород определялись соответствующими периодическими изменениями интенсивности согласованных друг с другом вулканических и тектонических (эпейрогенических) процессов. Первые определяли количество углекислоты, необходимой для карбонатонакопления, вторые — площадь среды, благоприятной для накопления карбонатных осадков, т.е. площадь внутриматериковых морей. В 1959 г. мною был сформулирован основной

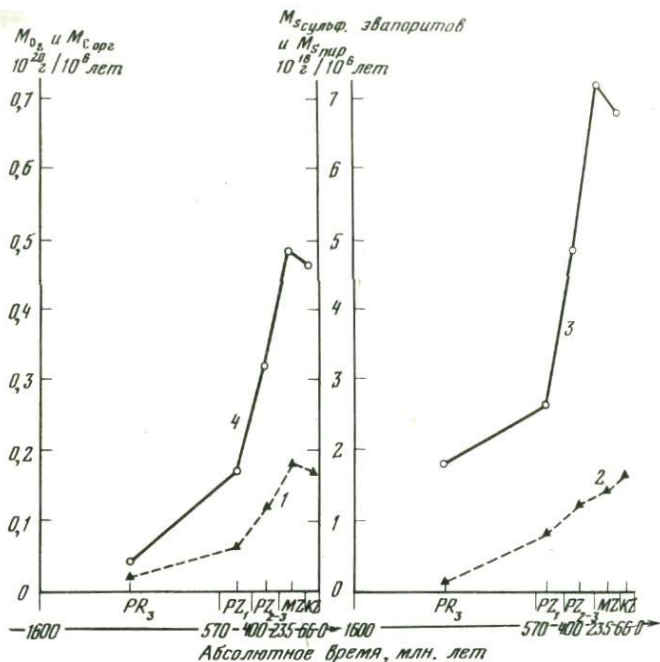


Рис. 15. Скорости накопления в осадочной оболочке органического углерода (1), сульфатов, заключенных в телах эвапоритов (2), рассеянной в породах пиритной серы (3) и скорости выноса свободного кислорода (4) в атмосферу по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1981]

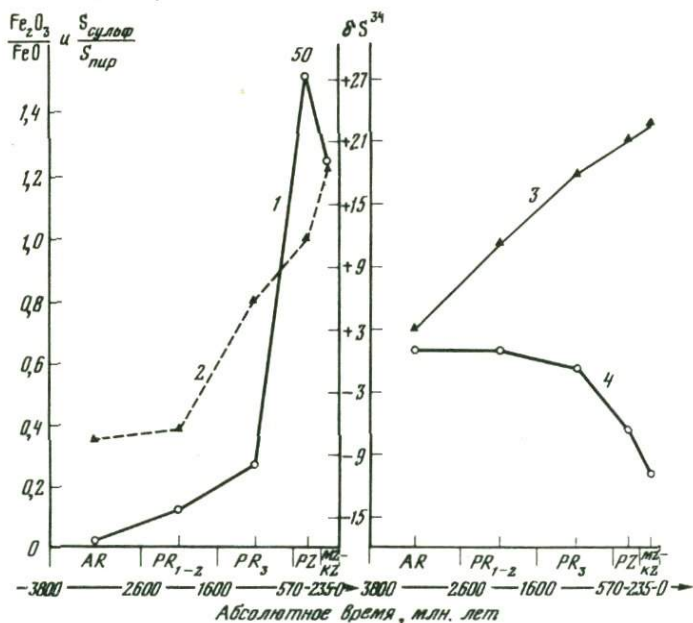


Рис. 16. Изменение во времени величины отношений $S_{\text{сульф}}/S_{\text{пир}}$ (1), $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (2) и интенсивности фракционирования изотопов сульфатной (3) $\delta S^{34}_{\text{сульф}}$ и пиритной (4) $\delta S^{34}_{\text{пир}}$ серы по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1981]

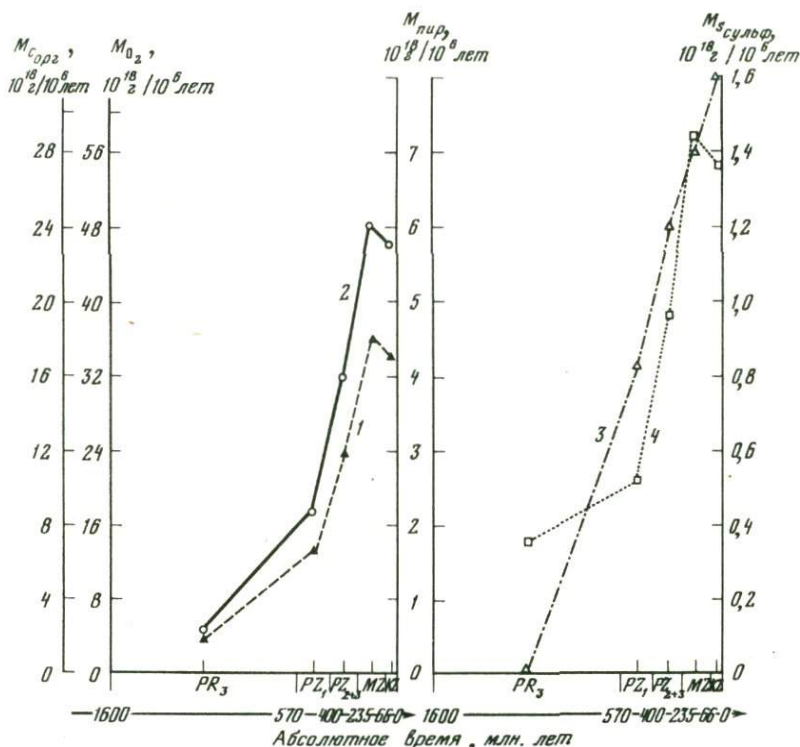


Рис. 17. Изменение во времени скорости захоронения остаточного органического углерода (1) в осадочной оболочке и накопления свободного кислорода (2) в атмосфере, сульфатной серы в гипсах и ангидритах (3) и рассеянной в осадочных толщах пиритной серы (4), по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1981]

закон карбонатонакопления — "количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей" [Ронов, 1959, с. 401].

Новые данные показали, что основной закон карбонатонакопления — частное проявление более общего закона накопления углерода в осадочной оболочке Земли (рис. 20). Кривая распределения масс остаточного $C_{орг}$ следует за общим ходом кривых, отображающих изменение массы вулканических пород и суммарной массы CO_2 карбонатных пород и карбонатных примесей к другим породам. Это означает, что накопление углерода органического и карбонатного происходило за счет одного и того же источника и подчинялось общему закону распределения. Карбонатные породы и остаточное органическое вещество являются, следовательно, двумя производными единого процесса выноса на поверхность глубинной углекислоты [Ронов, 1976].

Расчеты показывают, что при ограниченном подвижном резерве углерода в равновесной системе атмосфера—океан—биосфера карбонатонакопление и жизнь должны были геологически мгновенно исчерпать свои ресурсы, если бы не действовал механизм выноса и связывания глубинной углекислоты. Кривые графика на рис. 20 не только подтверждают сам факт

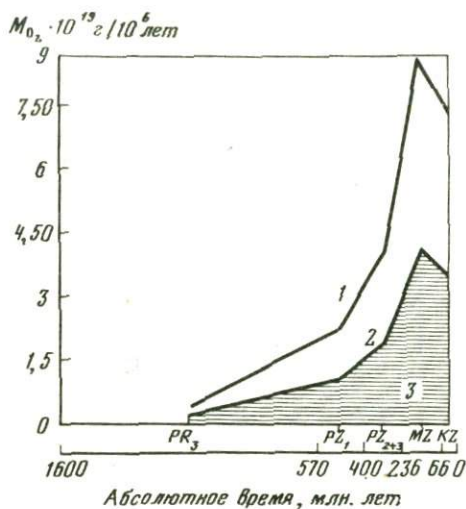
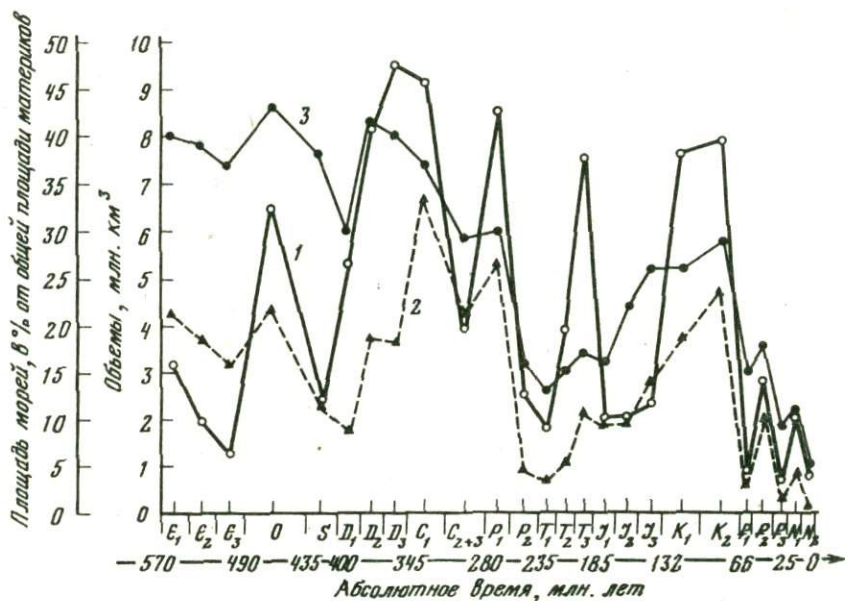


Рис. 18. Дисбаланс кислорода во внешних оболочках Земли по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову [1981]

1 — кривая скорости поступления кислорода; 2 — уход кислорода в глубокие части коры (?); 3 — скорость расхода кислорода (окисление серы и железа)

Рис. 19. Изменение во времени объемов вулканогенных пород (1), объемов CO_2 (2), погребенных в синхронных карбонатных породах, и площади морей (3), покрывавших континенты по А.Б. Ронову [1976]



существования этого механизма в геологическом прошлом, но и показывают, что интенсивность его действия была неравномерной во времени. Налицо согласованные периодические изменения интенсивности процессов, которые четко отражены в виде пиков и минимумов на соответствующих кривых. Эпохам напряженного вулканизма и выноса огромных масс глубинной углекислоты, которые приурочены к срединным стадиям тектонических циклов (O, D₃—C₁, K), отвечает мощное карбонатнакопление и максимальная фиксация остаточного ОВ в осадочных толщах. Эпохам же резкого ослабления вулканической деятельности и редуцированного выноса углекислоты на поверхность, которые тяготеют к начальным

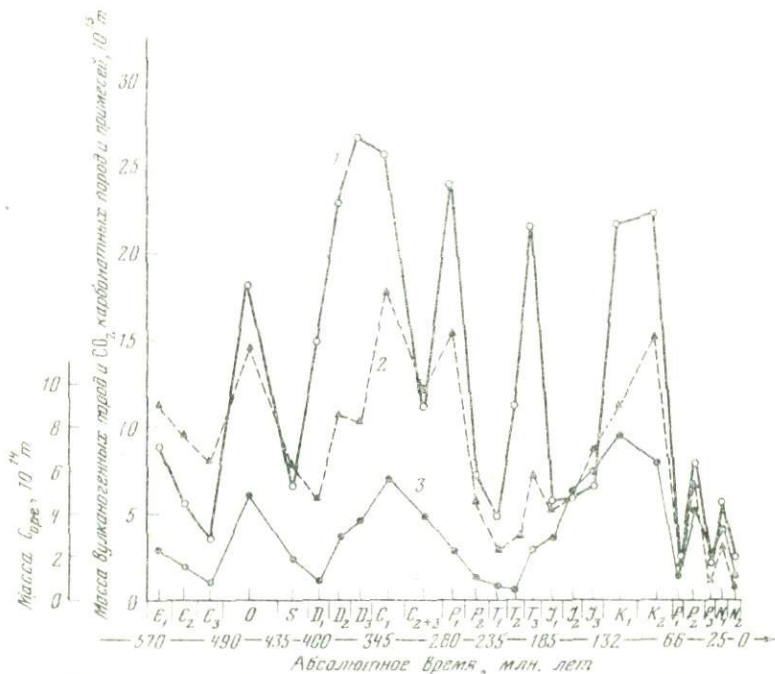


Рис. 20. Изменение во времени массы вулканогенных пород (1), суммарной массы CO_2 карбонатных пород и карбонатных примесей к другим породам (2) и массы $\text{C}_{\text{орг}}$ (3), погребенного в осадочных толщах континентов по А.Б. Ронову [1976]

и заключительным стадиям циклов (Є , $\text{S} - \text{D}_1$, $\text{P}_2 - \text{T}_2$, $\text{P}_1 - \text{N}_2$), соответствует многократное уменьшение массы отлагавшихся карбонатных осадков и погребенного O_2 [Ронов, 1976].

Чередование эпох обогащения и обеднения осадочных толщ остаточным O_2 (рис. 20) с неизвестным, но очень большим поправочным коэффициентом отражает первичные периодические колебания общей массы организмов, населявших Землю в ту или иную эпоху. Эти колебания контролировались двумя глобальными факторами, также носившими периодический характер: изменениями физико-географических условий среды обитания (площадь морей, рельеф земной поверхности, климат) и изменениями интенсивности вулканизма, которые определяли массу, выносимой на поверхность глубинной углекислоты. Здесь не рассматривается действие этих факторов и их следствия на разных стадиях циклов. Они изложены в опубликованной работе "Осадочная оболочка Земли" [Ронов, 1980]. Периодические изменения физико-географических условий на земной поверхности прямо или косвенно определялись общим ходом развития движений земной коры в течение тектонического цикла. Существует прямая зависимость между скоростью погружения материков и интенсивностью вулканической деятельности: с ростом скорости увеличивается интенсивность вулканизма, с ее уменьшением — резко убывает (рис. 21). Следовательно, эффузивный вулканизм тесно связан с режимом колебательных движений континентов. И тот и другой являются, по-видимому, проявлениями единого глубинного процесса.

Периодическое развитие этого процесса зафиксировано в периодиче-

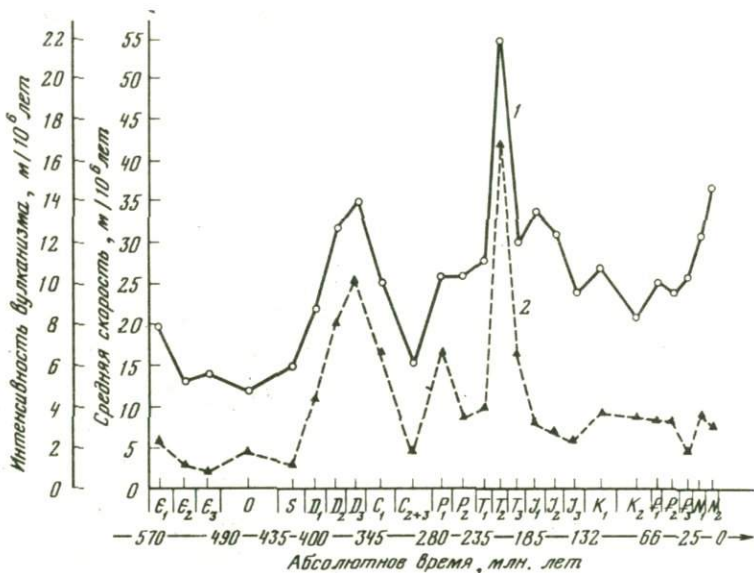


Рис. 21. Изменение во времени средней скорости погружения (1) земной коры континентов и абсолютной интенсивности эффузивного вулканизма (2) по А.Б. Ронову [1976]

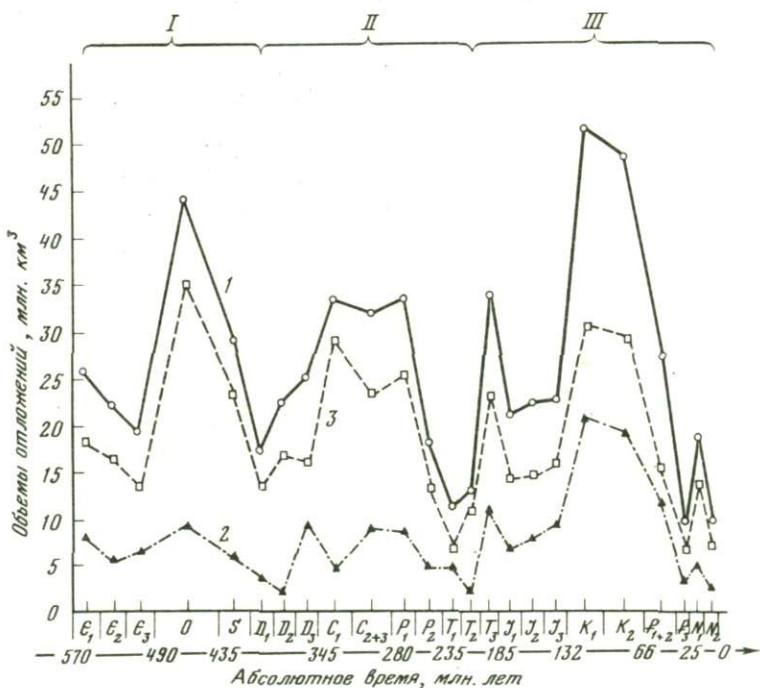


Рис. 22. Изменение во времени общих объемов отложений, накопленных в течение фанерозоя в пределах современных материков (1) и геосинклиналей (2) и геосинклиналей (3) по А.Б. Ронову [1980]

Циклы: I — каледонский, II — герцинский, III — альпийский

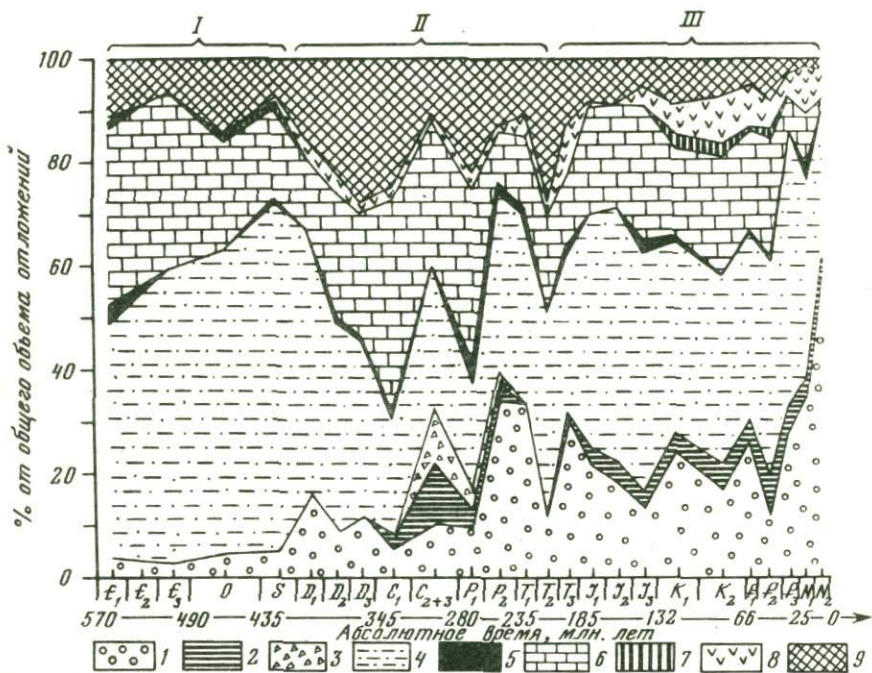


Рис. 23. Распределение во времени важнейших групп фанерозойских формаций в пределах современных континентов по А.Б. Ронову [1980]

Формации: 1 — континентальные песчано-глинистые, 2 — угленосные, 3 — ледниковые, 4 — морские песчано-глинистые, 5 — эвапоритовые (соли, гипсы, ангидриты), 6 — карбонатные, 7 — кремнистые, 8 — вулканогенные наземные, 9 — то же, подводные. Объяснения римских цифр см. на рис. 22

ском изменении общих объемов отложений материков и слагающих их платформ и геосинклиналей в течение тектонических циклов (рис. 22), распределении важнейших типов формаций (рис. 23), изменении площади морей (рис. 24), т.е. в ходе трансгрессий и регрессий в пределах материков. На приведенных графиках показаны среднестатистические глобальные закономерности развития. При рассмотрении же отдельных крупных регионов тектонический ритм обнаруживает известную асинхронность, что хорошо отображается графиком хода трансгрессий и регрессий на платформах различных континентов в течение фанерозоя (рис. 25). Об этом неоднократно писал А.Л. Яншин [1973]. Вместе с тем, сквозь периодический ритм изменявшихся обстановок и количественных пропорций продуктов осадконакопления на фанерозойском этапе отчетливо просвечивают необратимые и направленные изменения палеогеографических условий седиментации, которые выразились на площади современных континентов в закономерном и усиливавшемся во времени расширении области развития континентальных условий накопления осадков и соответствующем сокращении площади их накопления в морских условиях (рис. 26).

Статистической обработкой аналитических данных (90000), представляющих составы важнейших типов осадочных пород в разных структурных зонах осадочной оболочки континентов, установлено [Ронов, 1981], что необратимые эволюционные тенденции, наблюдаемые в составе пород от архея до кайнозоя, закономерно повторяются в ряду тектонических

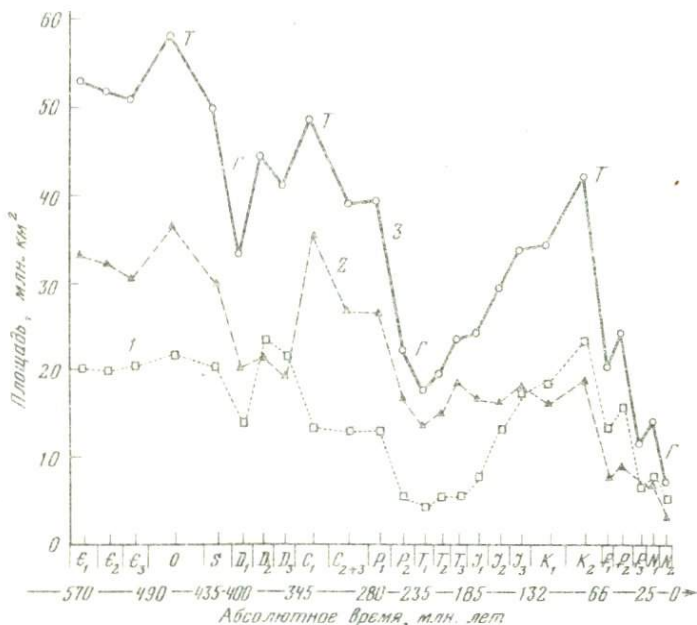
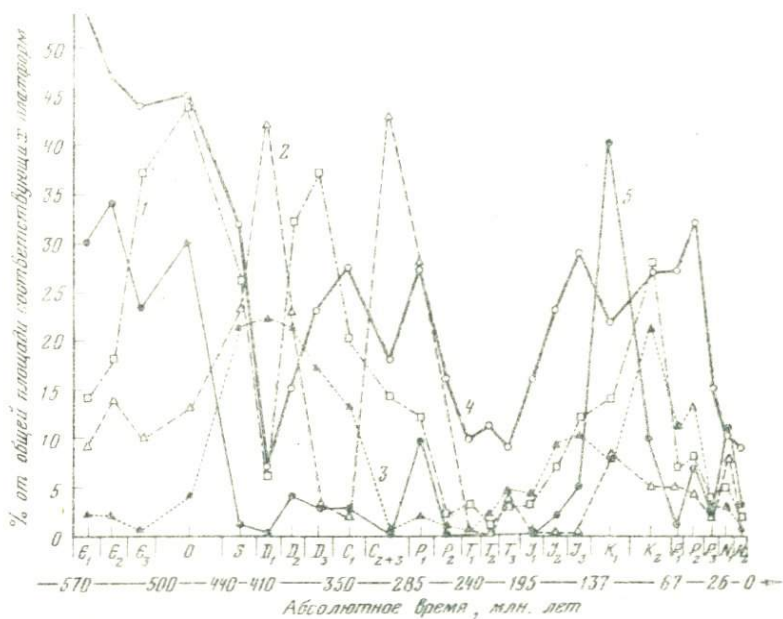


Рис. 24. Изменение во времени площади, покрытой морем в пределах платформ (1), геосинклиналей (2) и современных континентов в целом (3) по А.Б. Ронову [1980]

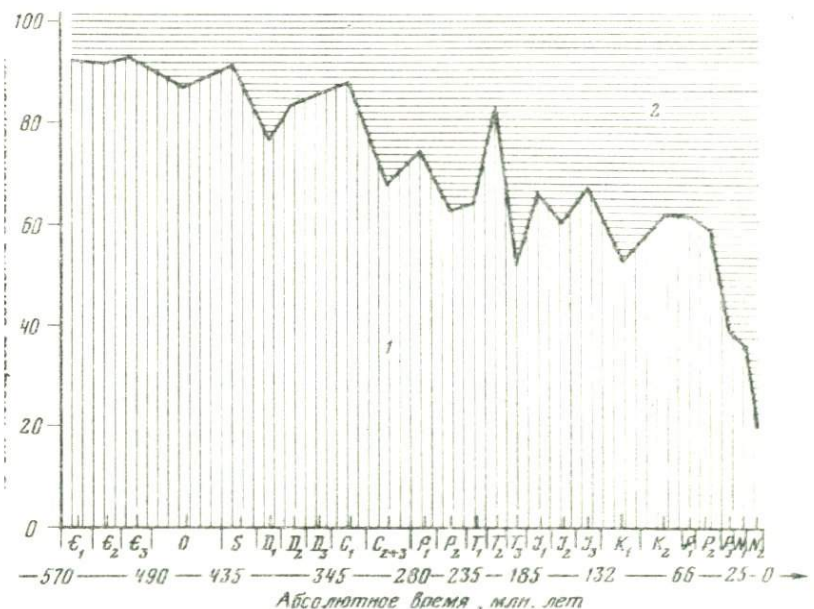
Эпохи: Г — геократическая, Т — талассократическая; объяснения римских цифр см. на рис. 22

структур от наиболее мобильных (эвгеосинклинали) к наиболее стабильным (древние платформы). Так, например, содержание железа и его спутников (Ni, Co, Cu), которыми обычно обогащены основные магматические породы и продукты их разрушения, максимальное в докембрийских терригенных осадочных породах, формировавшихся в эпохи господства геосинклинального осадконакопления, постепенно снижается по мере роста площади платформ к кайнозою (рис. 27, левая часть). Та же тенденция смещения от осадков эвгеосинклинальных зон к миогеосинклиналям, а затем к платформенным областям отмечается на геотектоническом профиле (рис. 27, правая часть). Сходным образом прослеживаются в эволюционном ряду и на геотектоническом профиле тенденции к уменьшению степени восстановленности железа в глинистых и песчаных породах (рис. 28); к снижению содержаний натрия и росту содержаний калия (рис. 29), к усилению дифференциации химических элементов (рис. 30), мерой которой является величина алюмо-кремневого модуля. Она закономерно увеличивается вверх по стратиграфической шкале в глинистых породах и столь же закономерно снижается в песчаных. Эта же тенденция находит свое отражение в ряду геотектонических структур. Нарастает в ходе времени и коэффициент зрелости; он же растет от мобильных к стабильным структурам, особенно резко — в глинистых породах (рис. 31).

Аналогичные совпадения трендов на тектоническом профиле и по стр-



с. 25. **Ход трансгрессий и регрессий на платформах различных континентов в вие фанерозоя**
 Платформы: 1 – Северо-Американская, 2 – Южно-Американская, 3 – Африканская, 4 – Евразийские, 5 – Австралийская



с. 26. **Изменение соотношения площадей морской (1) и континентальной (2) лментации в пределах современных континентов в течение фанерозоя по А.Б. Роу (1980)**

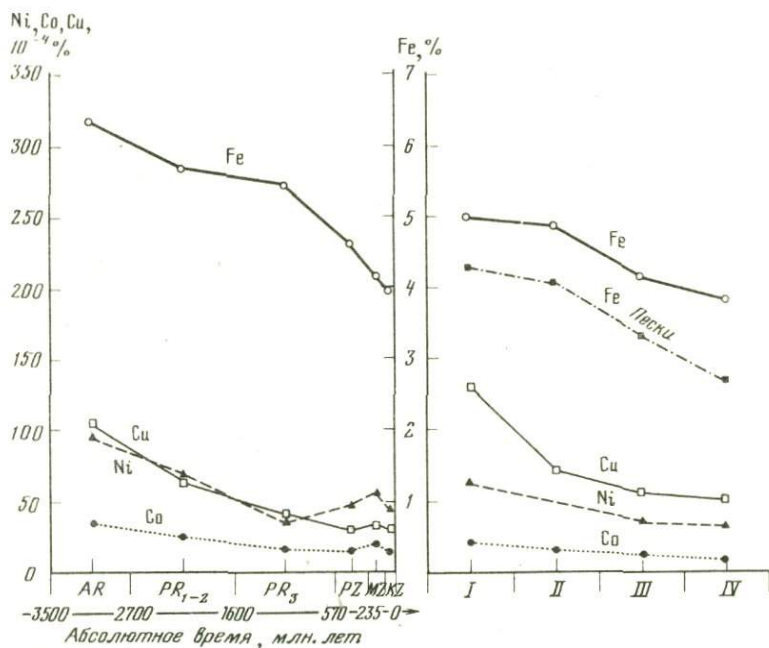


Рис. 27. Изменение среднего содержания Fe, Ni, Co и Cu в глинах в ряду тектонических структур и по стратиграфической шкале по А.Б. Ронову [1981]

I — эвгеосинклинали, II — миогеосинклинали, III — молодые платформы, IV — древние платформы

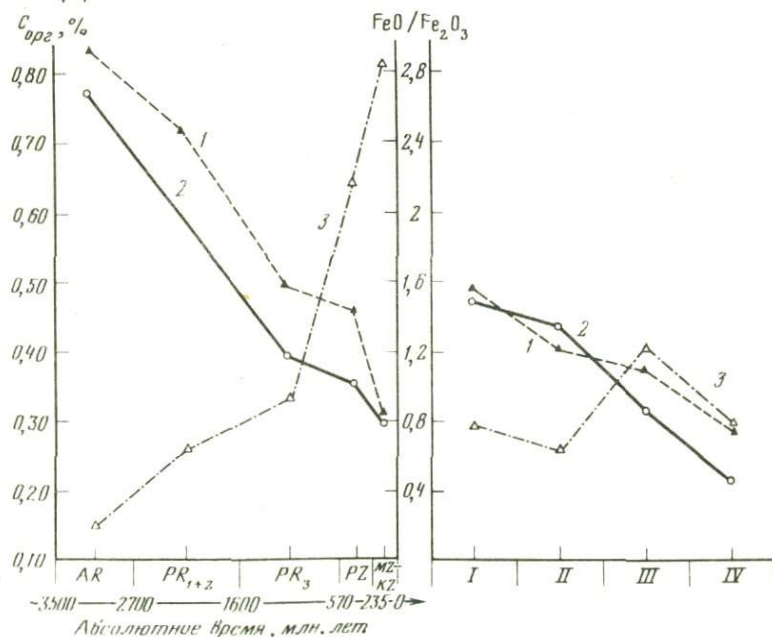


Рис. 28. Изменение величины отношения FeO/Fe_2O_3 в песках (1), глинах (2), среднего содержания $C_{орг}$ в глинах (3) в ряду тектонических структур и по стратиграфической шкале по А.Б. Ронову [1981]; объяснение римских цифр I-IV см. на рис. 27

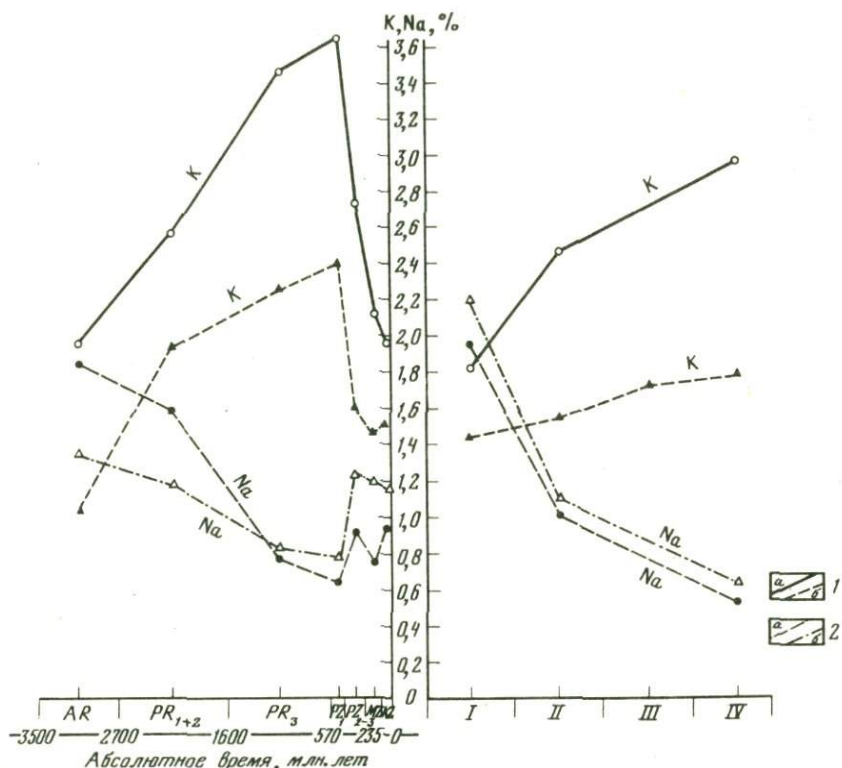


Рис. 29. Изменение среднего содержания К и Na в терригенных породах в ряду тектонических структур (I–IV – см. к рис. 27) и по стратиграфической шкале по А.Б. Ронову [1981]

Для калия: 1 – глины (а), пески (б); для натрия: 2 – глины (а), пески (б)

тиграфической шкале прослежены для ряда других элементов и их отношений [Ронов, 1981]. Все, вместе взятое, далеко не случайно и позволяет утверждать, что тектонический режим в широком понимании этого слова, контролировавший в истории Земли распределение масс осадков, вулканическую деятельность, петрографический состав областей сноса и глубину разложения материнских пород, был решающим в эволюции химического состава осадочной оболочки нашей планеты.

Выдвигая на передний план тектонический фактор, во многом определявший эволюционные тенденции развития стратисферы, мы учитываем также влияние климатических и фациальных условий седиментации, которые, как было показано выше, прямо или косвенно, также были связаны с необратимым и периодическим развитием тектонических движений. Значение климата было глубоко и ярко раскрыто Н.М. Страховым [1963] и получило свое освещение и в наших работах [Ронов, Мигдисов, 1965; Ронов, Хлебникова, 1957]. Не сбрасывается со счета и жизнедеятельность организмов (фотосинтез), и влияние захороненного ОВ (накопление кислорода в атмосфере, процессы диагенеза в толще осадков и прямое органогенное породообразование, приобретающее исключительное значение на фанерозойском этапе развития стратисферы). Накладываясь на геотектонический фон, климат, фациальные обстановки и жизнь вносили значи-

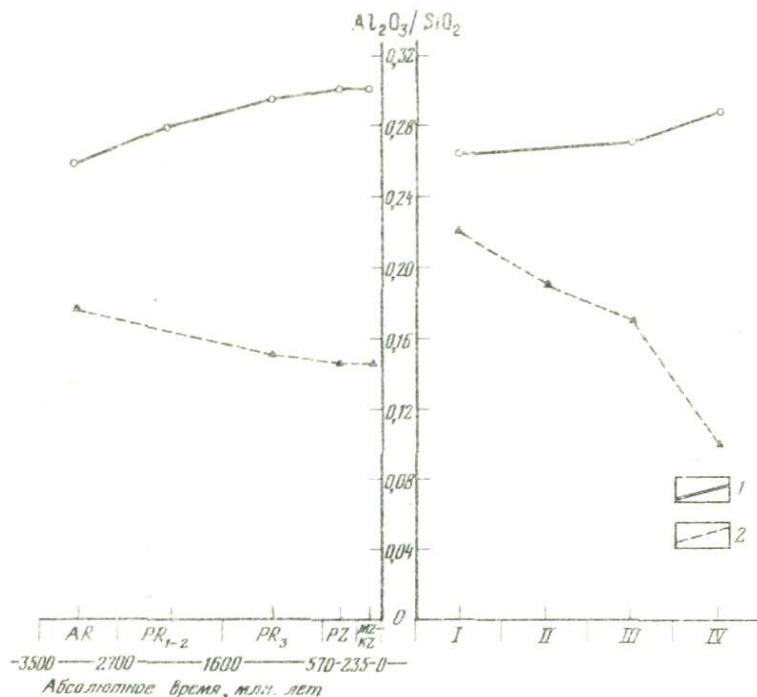


Рис. 30. Изменение величины алюмо-кремневого модуля (Al_2O_3/SiO_2) в терригенных породах в ряду тектонических структур и по стратиграфической шкале по А.Б. Ронову [1981]

1 — глины; 2 — пески; Объяснение I—IV см. на рис. 27

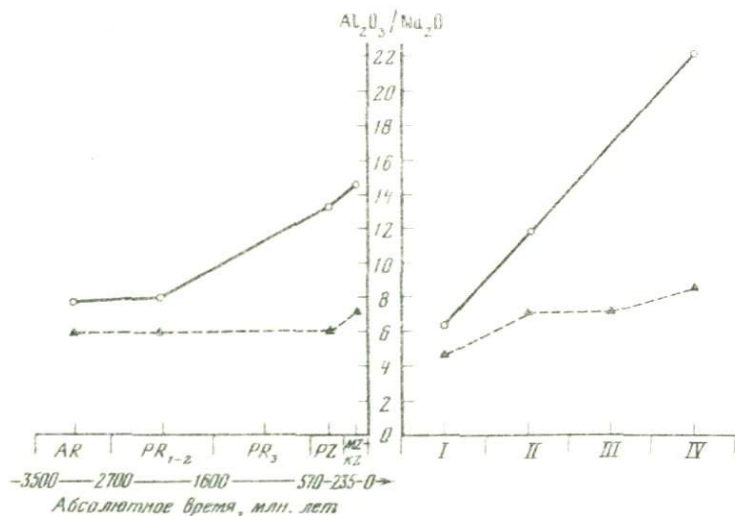


Рис. 31. Изменение коэффициента зрелости (Al_2O_3/Na_2O) в терригенных породах в ряду тектонических структур и по стратиграфической шкале по А.Б. Ронову [1981]

Условные обозначения см. на рис. 30; объяснения I—IV см. на рис. 27

тельные коррективы в геохимию осадков и осадочное рудообразование. Особенно мощно воздействие этих факторов проявилось на платформах и в резко ослабленном виде – в геосинклиналях [Ронов и др., 1966].

В заключение я хотел бы подчеркнуть, что осадочная оболочка Земли, на последнем этапе ее развития в неогее, не представляла собой стационарной системы (steady state) и обменивалась веществом с более глубокими зонами земной коры. Установленные закономерности изменений состава слагающих ее пород во времени и в пространстве убеждают нас в том, что они были обусловлены эволюционным преобразованием среды седиментогенеза, а не вторичными процессами, влияние которых для фанерозоя ограничено, но несомненно должно учитываться исследователями.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский Б.И. Очерки геохимии. М.: П. ОНТИ, 1934, 380 с.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. – Геохимия, 1956, № 6, с. 3–24.
- Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М.: Наука, 1973. 162 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 269 с.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 292 с.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Мигдаль А.А., Ронов А.Б., Гриненко В.А. Резервуар серы в осадочной оболочке и земной коре. – В кн. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983.
- Ронов А.Б. К послонеомбрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. – Геохимия, 1959, № 5, с. 397–409.
- Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1961, № 8, с. 715–743.
- Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – Геохимия, 1972, № 2, с. 137–147.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). – Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1277.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 78 с.
- Ронов А.Б. Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции. – Геохимия, 1981, № 11, с. 1616–1626.
- Ронов А.Б., Гурин Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных толщ. – Геохимия, 1965, № 8, с. 961–979.
- Ронов А.Б., Гурин Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. – Геохимия, 1966, № 7, с. 763–776.
- Ронов А.Б., Мигдаль А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. – Геохимия, 1965, № 2, с. 131–159.
- Ронов А.Б., Мигдаль А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–432.
- Ронов А.Б., Селадинский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира. – Сов. геология, 1974, № 12, с. 10–33.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Девонские литологические формации мира. – Сов. геология, 1951, № 41, с. 37–70.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Каменноугольные литологические формации мира. – Сов. геоло-

- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Нижне-среднерифейские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1980, № 5, с. 59—79.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Вендские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1981, № 5, с. 37—58.
- Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. — Геохимия, 1957, № 6, с. 449—469.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Троцюк В.Я. Геохимические предпосылки нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойской осадочной толще Мирового океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5, с. 132—142.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 10—39.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Неогеновые литологические формации мира. — Сов. геология, 1979, № 10, с. 3—35.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский К.Б. Верхнерифейские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 72—91.
- Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях. — (Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.
- Cloud P.A. A working model of the primitive Earth. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, p. 537—548.
- Daly R.A. First Calcareous fossils and evolution of limestone. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, vol. 20, p. 153—170.
- Gregor C.B. The rate of denudation in Post-Algokian time. — Proc. Kon. ned. akad. wetensch., 1968, vol. 71, p. 22—30.
- Ronov A.B. Probable changes in the composition of sea water during the course of geological Time. — Sedimentology, 1968, vol. 10, p. 25—43.

УДК 551.26

А.Л. Яншин, М.А. Жарков

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Учение о геологических формациях развивается немногим более 30 лет, начиная с постановки основных проблем этого учения в работах Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова. Несмотря на небольшой срок, число публикаций, посвященных разработке учения о формациях, измеряется многими сотнями. Широко обсуждаются различные подходы к выделению формаций, принципы их классификаций, описываются отдельные конкретные геологические формации и дается их сравнительная характеристика с однотипными формациями других регионов и возрастов.

Основные проблемы учения о геологических формациях регулярно обсуждаются на совещаниях и в печати. Достаточно вспомнить, что за 30 лет они рассматривались более чем на 20 совещаниях, в том числе на IV, V, VI и на XII Всесоюзном литологическом совещании, не говоря уже о специальных симпозиумах, которые проводились либо ежегодно, либо несколько раз в году в Москве, Ленинграде, Ташкенте, Новосибирске. Совсем недавно широкий круг вопросов формационного анализа был обсужден на пленуме Междуведомственного литологического комитета в Москве.

Можно сказать, что в настоящее время основные разногласия и существующие точки зрения по всем главным проблемам учения о геологических формациях уже достаточно ясно определены. Обычно считается, что в этом учении развиваются два ведущих направления: парагенетическое и генети-

ческое. Не останавливаясь сейчас на всех аспектах того или другого направления, что, кстати, много раз уже делалось, все же следует отметить основные их положения, которые либо являются общими для обоих направлений, либо принципиальными для одного из них, но нередко в искаженном виде преподносятся критиками.

Общее как для парагенетического, так и для генетического направлений — примерно одинаковое понимание объема геологических формаций. Признается, что под формациями следует понимать крупные надпородные категории минеральных масс. Считается, что подобные минеральные массы широко распространены в земной коре и должны иметь закономерные состав и строение. Цель формационного анализа — выделение этих масс, восстановление условий образования и установление закономерностей их возрастного и пространственного размещения.

Разногласия возникают на стадии выделения геологических формаций, когда разрабатываются и принимаются принципы, которые могут быть использованы в качестве исходных для обособления формаций и последующей их классификации. В зависимости от принимаемых исходных принципов и сформировались указанные выше два направления.

Сторонники парагенетического направления считают, что выделение надпородных категорий минеральных масс должно основываться на изучении закономерных сонахождений горных пород или, иными словами, их парагенезов. Как говорил академик Н.С. Шатский [1960, с. 8], “парагенезы пород — это не только определение формаций, но и метод их изучения”.

Сторонники генетического направления считают, что формации как крупные геологические тела могут быть выделены только на генетической основе при установлении палеогеографической, ландшафтной и палеотектонической общности условий образования пород и их сообществ.

Указанные разногласия носят глубокие корни. Они восходят к хорошо известным в естествознании спорам о том, как изучать природу: либо путем первоначального вычленения конкретных природных объектов или классов конкретных объектов, а уже затем познания условий их образования, либо, наоборот, путем принятия неких исходных генетических посылок, которые будут положены в основу выделения природных объектов.

Как видно, разногласия здесь принципиальные, и вряд ли правильно утверждать, что “нельзя противопоставлять парагенетическое и генетическое направления”, что “познание генезиса формаций лишь после ее выделения — ошибочное представление” [Тимофеев и др., 1981].

Ведь такие объекты, как планеты солнечной системы, многие минералы, виды животного и растительного царства, выделялись и в ряде случаев достаточно детально изучались даже в тех случаях, когда о генезисе их у нас имелись лишь очень смутные представления или даже не имелось никаких представлений.

Вряд ли можно согласиться и с утверждениями о том, что парагенетическому направлению не нужен генезис, или, как пишут авторы статьи [Попов и др., 1981, с. 12], что после того как формации “выделены, изучение их генезиса не нужно парагенетикам”. Можно сказать, что такое утверждение неверно и глубоко чуждо парагенетическому направлению, поскольку его представителями всегда подчеркивалось, что на всех стадиях изучения парагенезов пород любого таксономического ранга необходимо выяснять их генезис, что всестороннее изучение сонахождений (парагенезов) пород позволяет не только понять генезис изучаемой ассоциации, но и детализировать, а иногда понять и генезис слагающих ее горных пород.

Следует напомнить, что ни Н.С. Шатский, ни Н.П. Херасков никогда не

отрицали необходимости изучения генезиса пород, слагающих ту или иную формацию, и выяснения тектонических условий ее образования. Н.С. Шатский [1965а, с. 14] писал, что "было бы ошибочным, если бы при изучении формаций и заключенных в них полезных ископаемых не строились гипотезы и не разрешались вопросы о происхождении, развитии и условиях образования формаций или отдельных слагающих их пород, руд, минеральных концентраций, и все дело ограничивалось бы чисто эмпирическими выводами". В своих работах по фосфоритносным и марганценосным формациям Н.С. Шатский [1965б, в] дал конкретные примеры выяснения генезиса определенных, парагенетически установленных формаций.

* И тем не менее Н.С. Шатский настаивал, что при выделении формаций следует исходить не из определенных представлений о генезисе пород и типах литогенеза, не из определенных представлений о стадиях тектонического развития геосинклиналей и платформ, а выделять их только эмпирическим путем при изучении разрезов в полевой обстановке или, как он говорил, "геологическим методом" [Шатский, 1965а]. Почему? По единственной, но очень важной причине. Потому что для него была очевидна эволюция геологических процессов в истории Земли, а следовательно, несостоятельность любых концепций, основанных на униформистских и актуалистических представлениях, а также на представлениях о циклическом развитии земной коры. Еще в 1954 г. он писал: "в решении вопросов о генезисе отдельных пород, руд или их сочетаний всегда в большей или меньшей степени содержится элемент предположительный. В этом отношении формации имеют преимущество перед фациями, так как генетические классификации последних, даже наиболее совершенные, основаны на некоторых предположениях, из которых наиболее важными, но и наименее достоверными являются актуалистические представления о палеогеографической обстановке прошлых геологических периодов" [Шатский, 1965а, с. 13, 14].

Мы должны отметить, что нередко ошибаются и те исследователи, которые считают, что в генетическом направлении все выводы делаются только на основе познания генезиса и совершенно не обращается внимание на парагенезы, на сонахождения пород. Можно показать, что в генетическом направлении также всегда в начале исследования выступает либо порода, либо ассоциация пород, генезис которых познается в первую очередь на основе их сонахождения.

Хороший пример можно найти в уже упоминавшейся статье В.А. Попова и его соавторов [1981], в которой они на с. 15–16 выясняют генезис песчаников в выделяемых ими наземных молассовых и прибрежных шлировых формациях. Приводимые ими доказательства несомненно верны. Но нам важно подчеркнуть, что различия в условиях образования песчаников из этих формаций устанавливаются, главным образом исходя из особенностей их залегания среди других пород, т.е. на основе сонахождений

рыи в очень многих случаях до настоящего времени — недостаточно вылеплен. Примеров именно такого пути познания можно привести множество и из минералогии, и из литологии, и из учения об осадочных формациях.

На всех этих вопросах приходится останавливаться потому, что они имеют непосредственное отношение к проблеме эволюции осадочных формаций в геологической истории. Эта проблема с особой остротой встала в последние годы в связи с развитием учения о геологических формациях.

Вопрос о существовании или отсутствии эволюции процессов осадкообразования в истории Земли поднимался в литературе со времени становления геологии как самостоятельной науки, т.е. со второй половины XVIII в. Подход к объяснению отдельных геологических явлений путем сравнения с процессами, происходящими в современную эпоху, мы можем найти еще в статье М.В. Ломоносова о генезисе балтийского янтара. В самом конце XVIII в. Джеймс Геттон утверждал, что “настоящее — есть ключ к прошлому”, и этот тезис получил окончательное развитие в известном труде Ч. Лайеля “Основные начала геологии”, который был впервые опубликован в Лондоне в 1832 г., семь раз переиздавался в Англии и переведен на многие языки мира, в том числе на русский [1866].

Подводя итог своим многочисленным наблюдениям, Ч. Лайель писал, что “на земной поверхности и в земной коре всегда протекали только те геологические процессы, которые происходят в современную эпоху, причем с той же интенсивностью, с которой они происходят сейчас”. Этот принцип, названный принципом униформизма или актуализма, получил широкое распространение и господствовал в геологии до середины XX в. На основе его применения делались крупные обобщения и крупные ошибки.

Уже при жизни нашего поколения ученых стало очевидным, что принцип униформизма противоречит множеству накопленных фактов и несовместим с философскими представлениями диалектического материализма. Впервые об этом заявил Л.В. Пустовалов [1940], а общее признание необходимости изучения эволюционных процессов в осадочном породообразовании получило в ноябре 1952 г. в решениях I Всесоюзного литологического совещания.

За прошедшие с тех пор почти 30 лет преимущественно советскими геологами было сделано много крупных исследований по эволюции осадочного породообразования. Нельзя также не упомянуть, что в последние годы в литературе появились попытки реабилитации принципа униформизма; например, в опубликованной на русском языке книге Р. Гаррелса и Ф. Маккензи “Эволюция осадочных пород” [1974]. Однако такие попытки основаны на недоразумении. Авторы упомянутой монографии пишут, что существо физико-химических процессов, протекающих на поверхности нашей планеты и в ее коре, в истории Земли не менялось, и потому предлагают даже новый термин “химический униформизм”. Это положение спорно, так как многие химические элементы ведут себя по-разному в условиях разных сочетаний температуры и давлений, которые в истории Земли несомненно изменялись, а также при наличии органических катализаторов. Однако спорность этого положения не должна нами даже рассматриваться, так как мы говорим об эволюционном изменении не химических свойств элементов таблицы Д.И. Менделеева, а процессов осадкообразования и осадочного породообразования. Эту эволюцию мы наблюдаем реально при объективном изучении геологических разрезов пород разного возраста, ее можем ее отрицать и должны лишь выяснять ее причины.

геологических формаций. Другими словами, нужно сначала исследовать природные объекты и их эволюцию, прежде чем приступать к исследованию процессов, которые привели к их возникновению и к их направленным изменениям в истории геологического развития.

Формационное направление позволяет наиболее всесторонне выяснить эволюцию осадочного породообразования и закономерности размещения месторождений осадочных полезных ископаемых. Однако следует подчеркнуть, что эволюция осадочного породообразования лучше всего может быть познана на основе парагенетического направления. Если же при выделении формаций принимаются какие-либо исходные палеогеографические, ландшафтные или палеотектонические условия их образования, то как бы заранее признается, что эти условия оставались неизменными в течение длительных отрезков времени геологической истории. Это приводит к тому, что во многих работах генетического направления и во многих созданных на этой основе классификациях предполагается, что палеотектонические и физико-географические условия образования определенных формаций в геологической истории Земли не изменялись. Так, например, признается, что среднему этапу развития геосинклиналей (по классификациям М.В. Муратова и В.Е. Хаина) во все эпохи существования Земли соответствовали одинаковые формации. На самом деле в средние этапы развития геосинклиналей в одних случаях накапливались мощные вулканогенные формации среднего и даже основного состава, в других — мощные карбонатные формации, а в третьих, как в Верхоянской геосинклинали, — только сероцветные терригенные формации морских, сравнительно мелководных отложений.

Самое главное возражение против генетического подхода при выделении формаций и познании их эволюции сводится к тому, что в геологическом прошлом обстановки седиментации и даже типы литогенеза были существенно отличны от тех, которые мы можем наблюдать и изучать в современную эпоху, и что поэтому даже самого тщательного изучения современных процессов литогенеза (несомненно, полезного и нужного) недостаточно для выяснения генезиса не только всех осадочных формаций, но даже отдельных пород, а также их эволюции. Исключения делались только для формаций, в которых основным породообразующим фактором было развитие жизни на Земле. Так, к примеру, все соглашались с тем, что континентальные формации зон гумидного климата становятся угленосными только с позднего девона — карбона.

Мы приходим к выводу, что значительные качественные изменения, сказывающиеся в вещественном составе пород, а нередко и в строении осадочных толщ, свойственны в ходе геологической истории и другим типам формаций, в которых органический материал не был основным породообразующим фактором.

Так, например, хорошо известно, что в позднем архее и раннем протерозое была широко распространена формация железистых кварцитов, или джеспилитов, с которой связано более 90% мировых запасов железных руд. Эта формация отсутствует как в образованиях раннего архея, так и среди отложений того "неохрона", который, по мнению Г. Штилле, начался 1 млрд 700 млн. лет назад и соответствует границе между ранним и поздним протерозоем. По поводу генезиса пород этой формации до сих пор ведутся дискуссии, однако несомненно, что она соответствует определенному этапу развития Земли, и поэтому не кажется невероятной гипотеза О.Г. Сорохтина, который связывает формирование железистых кварцитов со временем затопления морскими водами осевых частей срединно-океанических хребтов.

В более поздние эпохи, начиная с рифея, появились геосинклинальные формации с оолитовыми пизолитовыми гетит-хлоритовыми железными рудами, содержащими медь, цинк, свинец и кобальт, а в еще более позднее время, примерно с начала мезозоя, — платформенные формации с мощными залежами мелкоолитовых железных руд в прибрежных частях морских бассейнов, а также в осадках дельт, эстуариев и речных русел. Эти мезозойско-кайнозойские руды в геохимическом отношении отличаются от палеозойских геосинклинальных отсутствием примесей цветных металлов.

Сравнительное изучение разновозрастных конгломератов позволяет сделать вывод о том, что мощные молассовые формации, говорящие о длительном горообразовании в соседних областях, появились только в рифейскую эру. В отложениях более раннего возраста мы наблюдаем лишь выдержанные по простиранию, но не очень мощные пачки конгломератов мономиктового или олигомиктового состава, образовавшиеся как базальные слои в основании трансгрессивных серий морских осадков. Таковы золотоносные конгломераты Витватерсранда Южной Африки и аналогичные им конгломераты в разрезах щитов других древних платформ. Мощность молассовых формаций и размеры валунов в грубообломочных фациях этих формаций увеличиваются с приближением к неоген-четвертичному орогенному этапу, что говорит и о продолжающейся эволюции одного из классов терригенных формаций, и о необратимом качественном изменении крупных форм рельефа земной поверхности.

Типичные флишевые формации также, по-видимому, образовывались не всегда. Наиболее древний достоверный флиш описан Ч.Б. Борукаевым [1967] из оселковой свиты рифея Северного Присаянья. Эволюция внутри класса флишевых формаций изучена еще недостаточно, однако можно отметить, что молодые флишевые формации Альпийского пояса отличаются от древних минеральным составом песчаных прослоев в основании каждого ритма. Они состоят из продуктов разрушения пород гранито-гнейсового состава (кварц, полевые шпаты, из аксессуарных — дистен, силлиманит, рутил, турмалин), что связано с образованием флишевых трогов перед фронтами надвигавшихся чешуй докембрийских пород. В карбонатовом флише западного склона Южного Урала, который прекрасно описан И.В. Хворовой [1961], преобладает обломочный материал вулканогенного происхождения.

Определенную эволюцию мы можем констатировать в составе песчаных формаций миогеосинклиналей. В миогеосинклиналях рифейского времени это всегда кварциты, иногда почти мономиктовые, те самые, про которые в учебниках петрографии осадочных пород сказано, что они образуются только на платформах при условии интенсивного химического выветривания. Такие кварцитовые толщи мы наблюдаем в рифейских миогеосинклинальных разрезах Башкирского антиклинория и Енисейского кряжа, Тимана и Шпицбергена, Восточной Гренландии и Земли Эльсмira, гор Си Шань к северо-западу от Пекина и серии Аделаида в Южной Австралии. В миогеосинклинальных же разрезах палеозоя и мезозоя развиты исключительно полимиктовые песчаные формации, образовавшиеся за счет размыва местных внутригеосинклинальных поднятий, существенно сложенных вулканогенными породами. А.Д. Архангельский считал это даже законом для терригенных толщ геосинклиналей, не подозревая, что этот закон, как и все другие законы природы, имеет ограниченные, строго определенные рамки применимости.

Эволюция карбонатных формаций в истории Земли еще очень слабо изучена, но несомненна. Одна ее ветвь прямо связана с развитием органическо-

го мира морей и океанов. Именно вдоль этой ветви выстраиваются формации строматолитовых известняков, археоциатовых известняков, коралловых и мшанковых рифов, мелководного пясчег мела, современных глубоководных глобигериновых известняков. Другая ветвь этой эволюции связана с изменением относительного количества карбонатных формаций и их среднего химического состава. Основные черты этой эволюции намечены в работах А.Б. Ронова [1972, 1976, 1980]. Им, в частности, установлено, что доломиты до начала кембрия резко преобладали над известняками и были первично осадочными породами. Сейчас можно сказать, что в рифее в определенных типах формаций осадочным путем образовывался и магнетит, а доломит продолжал быть морским осадком вплоть до триаса и лишь на более поздних этапах развития литосферы "ушел" в солеродные бассейны и в "подполье" диагенеза.

Намечается вывод о том, что богатые органическим веществом карбонатно-сланцевые формации типа доманиковой были свойственны преимущественно палеозою. В мезозое и палеогене они сменяются также богатыми органическим веществом, но бескарбонатными формациями, обычно с резко повышенным содержанием в породах кремнезема.

Вопрос об эволюции соленосных формаций в истории Земли рассмотрен в работах М.А. Жаркова [1971, 1981].

Из приведенных примеров эволюции некоторых типов осадочных формаций можно сделать ряд общих выводов.

Для правильного решения проблемы эволюции осадочных формаций существенное значение имеют два обстоятельства.

Сначала нужно твердо условиться относительно принципов, которые будут положены в основу типизации, а вместе с тем и классификации формаций. Для наших целей наиболее удобен принцип типизации формаций по естественным наборам горных пород и строению осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, т.е., как уже ранее было сказано, парагенетический принцип. Совершенно естественно, что в ряде случаев выделенные таким образом формации будут иметь определенные палеотектонические, а иногда палеоклиматические и физико-географические условия образования. Однако вновь следует сказать, что принимать эти генетические условия за основу типизации и классификации формаций мы считаем неправильным, так как разнообразие формаций значительно шире жесткой матрицы таких условий. В ряде случаев эти условия не могут быть правильно реконструированы на основании изучения современных обстановок осадконакопления.

Как показали многочисленные работы по изучению соленосных, красноцветных, карбонатных, угленосных терригенных сероцветных и других формаций, отдельные их типы с характерными для них парагенетическими особенностями выделяются довольно легко. Другие типы могут быть намечены лишь условно или даже являются спорными из-за недостаточности фундаментальных исследований по конкретным осадочным формациям. В сравнительно легко выделяемых типах формаций на основании изменения их состава и строения всегда могут быть выделены более низкие таксономические подразделения: классы, отряды, семейства.

Следующим этапом работы по изучению эволюции формаций должно быть выделение, по данным мировой геологической литературы, геохронологических рамок распространения отдельных классов и более низких таксономических подразделений исследуемого типа формаций. Только установление принадлежности таких подразделений к определенному геохронологическому интервалу позволяет утверждать, что это подразделение занимает определенное место в эволюционном ряду.

Общая картина эволюционного изменения всех типов формаций в настоящее время еще далеко не установлена. Ранее приведенные примеры показали, что несомненно существуют формации вымершие и формации, впервые появившиеся на тех или иных этапах развития Земли.

В заключение мы хотим еще раз подчеркнуть, что если при изучении эволюции процессов осадкообразования будут использоваться геодинамические или генетические принципы, то этим неизбежно будут навязываться определенные принципы униформистского характера, отрицающие самую возможность эволюции динамических и генетических условий седиментации. Наиболее обоснованно решить задачу мы сможем только в том случае, когда в основу типизации и классификации формаций будут положены не какие-либо лишенные историчности генетические принципы, а непосредственное изучение реально существующих осадочных пород и, что не менее важно, их ассоциаций. Это позволит еще более четко, чем изучение отдельно взятых пород, определить эволюцию и геодинамических, и генетических условий осадконакопления в истории развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч.Б.* К ритмостратиграфической и формационной характеристике оселковой серии Бирюсинского Присалья. — Геология и геофизика, 1967, № 7, с. 3–15.
- Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Жарков М.А.* Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 260–299.
- Жарков М.А.* Классификация солёных формаций и эволюция соленакопления в фанерозе. — В кн.: Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: Изд-ние ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 4–12.
- Лайель Ч.* Основные начала геологии: В 2-х т. Спб.: Изд-во АН Глазунова, 1866. Т. 1, 390 с.; Т. 2, 462 с.
- Полов В.И., Троицкий В.И., Запругин В.Ю.* О взаимоотношениях между формациями и породами. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 3, с. 10–24.
- Петрова Л.В.* Петрография осадочных пород: В 2-х т. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1, 476 с.; Т. 2, 420 с.
- Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — Геохимия, 1972, № 2, с. 137–147.
- Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатонакопления, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1277.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (осадочные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 77 с.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Еремеев Е.В.* О пленуме Межведомственного литологического комитета. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 3, с. 154–155.
- Хворова И.В., Флишева Я.* Нижнемошассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 351 с.
- Шатский Н.С.* Парагенез осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–23.
- Шатский Н.С.* Формационный метод выяснения закономерностей распределения осадочных минеральных концентраций в земной коре. — В кн.: Избр. труды. М.: Наука, 1965а, т. 3, с. 13–15.
- Шатский Н.С.* О марганценосных формациях и о металлогении марганца. — В кн.: Избр. труды. М.: Наука, т. 3, 1965б, с. 16–51.
- Шатский Н.С.* Фосфоритносые формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Избр. труды. М.: Наука, 1965в, т. 3, с. 52–143.

ГЛАВНЫЕ СОБЫТИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ ОКЕАНОВ

Геологическая история океанов, изучавшаяся глубоководным бурением, по естественным обнажениям на дне с подводных аппаратов и методами геофизики, может быть восстановлена для последних 160–165 млн. лет. Более древних осадочных образований на дне Мирового океана не найдено.

Как известно, моря и океаны покрывают в настоящее время 361 млн. км², или около 71%, поверхности планеты. Есть основания считать, что и на протяжении мезозоя и кайнозоя площадь и объем вод Мирового океана сохранялись приблизительно постоянными, хотя в соответствии с концепцией тектоники плит, во времени менялись положение и контуры континентов и океанов, а также глубина последних. Бурение дало возможность получить почти непрерывную запись истории Земли для указанного отрезка времени, причем скважины пройдены в разных частях океанов, от Арктики до высоких широт Антарктики.

С 1968 г. по настоящее время выполнено 80 рейсов глубоководного бурения с б/с "Гломар Челленджер"; во многих из них участвовали советские геологи. Пробурено около 800 скважин в 600 точках, причем более чем половиной скважин пройдена вся осадочная толща океана вплоть до базальтов ложа. Научные результаты бурения опубликованы [Initial Reports..., 1969–1981].

Не будет преувеличением сказать, что глубоководное бурение произвело революцию в геологии, и в том числе в представлениях об эволюции Земли в мезозое и кайнозое. Приводимые ниже данные основаны главным образом на глубоководном бурении, в обработке материалов которого авторы многие годы принимали участие.

БИОДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ, ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКЕАНСКОЙ СРЕДЫ И ОСАДКОВ. ПРИНЦИПЫ ЖИВОГО И МЕРТВОГО ОКЕАНА

Среди главных событий геологического прошлого обычно выделяют тектонические, биологические, климатические, связанные с вулканизмом и др. Оценивая роль каждого из отдельных факторов в эволюции океанов, мы пришли к выводу, что наибольшее значение имеют факторы, определяющие развитие жизни в океане, что находит отражение также в составе и распределении не только биогенных, но и терригенных пелагических осадков. Последнее связано с тем установленным за последние годы фактом, что наряду с известной литологам механической и химической дифференциацией вещества в океане решающее значение имеет биодифференциация [Лисицын, 1977; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982]. Она выражена не только в превращении растворенных форм вещества (солей) во взвешенные (плазму, клетки и скелетные образования организмов), не только в избирательном концентрировании ряда элементов в десятки и сотни тысяч раз, но и в процессах биофильтрации. Последняя связана с питанием организмов зоопланктона и бентоса, которые отделяют таким образом взвешенные вещества от воды, используют их для питания и далее связывают в крупные комки-пеллеты. Тонкость фильтрации такова, что частицы глинистой фракции улавливаются большинством организмов количественно и практически полностью, так же как и значительная часть бактерий.

Масштабы фильтрационной деятельности зоопланктона колоссальны:

весь объем вод Мирового океана пропускается через разнообразные биологические фильтры (тончайшие сетки, щетинки-фильтры, слизистые улавливатели и др.) менее чем за год, в ряде водоемов — за несколько месяцев, т.е. с геологической точки зрения мгновенно. Очень мощная система биофильтра располагается и на дне (бентос). Механическая дифференциация вещества по модели "мертвого океана" ограничена грубым обломочным материалом, начиная с алевритов. В океане она дополняется биологической. При этом частицы, которые по размерам не могут осесть в данной гидродинамической обстановке, очень быстро "проскакивают" толщу вод и откладываются на дне. Фильтрация — процесс безвыборочный, организмы фильтруют всю взвесь, включая и терригенную ее часть. Чем мощнее аппарат биофильтра, тем больше материала осаждается на дно. Области скопления биофильтраторов определяются наличием пищи, т.е. первичной продукции фитопланктона; они находят отражение в повышенных накоплениях донных осадков, в том числе и терригенных.

Таким образом, количественное распределение отделенного от воды организмами и переведенного на дно биогенного и терригенного материала в океане вне области прибрежных вод находится в прямой зависимости не только от его поступления, но и от распределения фильтраторов. Каковы закономерности их распределения?

Для пелагиали океана наибольшее значение, безусловно, имеют организмы зоопланктона, т.е. организмы второго звена пищевой цепи, которые в своем распространении зависят от первого звена, т.е. организмов фитопланктона. Распределение последних контролируется сочетанием целого ряда экологических факторов (свет, пища, температура, соленость и др.) [Виноградов, Лисицын, 1981; Одум, 1975]. Около 70% первичной продукции океана связано с диатомовыми водорослями, и, таким образом, можно сказать, что количественное распределение системы биофильтра—зоопланктона в океане контролируется распределением диатомовых водорослей. Связи биогенной и терригенной седиментации в океане, а также распределение абсолютных масс разных элементов в зависимости от первичной продукции фитопланктона показаны на количественной модели Богданова—Гурвича—Лисицына [Богданов и др., 1979], а также Зюсса и Мюллера [Suess, 1980; Suess, Müller, 1979 a, b].

Первичная продукция фитопланктона, а следовательно, и количественное распределение зоопланктона, зависят вовсе не от поверхностных течений, как в этом убеждал Н.М. Страхов [1976 а, б; 1977]. Распределение жизни в океане подчиняется закону "биологической структуры океана" — зависимости от климатической (широтной), циркумконтинентальной и вертикальной зональности [Богоров, Зенкевич, 1966]. Океанская среда очень неоднородна, отмечаются четкие границы ("внутренние жидкие границы раздела"), разделяющие ее на природные зоны (по поверхности, по вертикали, по расстоянию от суши). Зональность океана отмечалась в работах В.В. Докучаева, а позднее — В.И. Вернадского, С.В. Калесника и др. [Лисицын, 1981].

Закljučая том "Географии океана", К.К. Марков писал: "Итак, первая теоретическая концепция нашего труда — это традиционно отечественная, но представляющая обновленной концепция мировой географической зональности — взгляд в настоящее (и будущее) географии" [Марков, 1980, с. 338].

Разработка концепции зональности океанской седиментации, связанной с изменениями среды [Лисицын, 1974, 1977а, б, 1978, 1979, 1981], выявление количественных и качественных критериев определения зон в осадках, позволила по-новому восстанавливать и условия среды геологического прошлого океанов.

Для современного этапа распределение первичной продукции и организмов-фильтраторов зоопланктона в областях, обеспеченных светом (т.е. вне ледовых зон), определяется не течениями или каким-либо другим произвольно выхваченным фактором. По данным современной океанологии, "кривая количественного развития жизни полностью соответствует характеру вертикального перемешивания, т.е. иначе говоря, глубине захвата и выноса к поверхности богатых биогенными веществами глубинных солей" [Богоров, Зенкевич, 1966, с. 7].

В современном океане выделяется три глобальных пояса подъема к поверхности глубинных вод, которым отвечают три зоны богатства жизни (две умеренные и экваториальная). Такое положение определяется тем, что в поверхностных водах быстро снижается содержание питательных солей, которые используются планктоном, и при обычной в океане стратификации по плотности глубинные воды, богатые питательными солями (наиболее важны Р и N), оказываются отрезанными от поверхностного слоя с достаточной для фотосинтеза освещенностью. Только там, где к поверхности поднимаются глубинные воды, т.е. природная заслонка приоткрывается, и возникает "природная гидропоника", возможно богатое развитие жизни. Изучение верхнего слоя донных отложений, которые наиболее ярко маркируют эти зоны богатства жизни, подтверждает существование глобальных поясов подъема глубинных вод — дивергенции антарктической, экваториальной и северного полушария. Кроме того, в аридных зонах, в поясах сгонных пассатных ветров, возникают прибрежные поднятия глубинных вод — апвеллинги. Было показано, что этим поясам соответствуют области высокой первичной продукции [Кобленц-Мишке, 1970], высокого содержания кремнистой и карбонатной взвеси [Лисицын и др., 1966], а также зоны кремнеаккумуляции на дне [Лисицын, 1966]. Далее с помощью карт абсолютных масс было показано, что близ этих поясов, с незначительным смещением в сторону экватора располагаются главные пояса карбонатаккумуляции и накопления терригенного вещества в пелагиали [Лисицын, 1978].

Таким образом, на количественной основе (карты первичной продукции, скоростей седиментации и абсолютных масс осадочного вещества на дне) удалось доказать тесную связь областей вертикального перемешивания вод в океане (через планктон) с количеством осадочного материала, отлагающегося на дне, и его составом. Эта новая для литологии концепция "живого океана" с биодифференциацией и четкой зональностью для современного этапа получила свое подтверждение в ряде работ, выполненных вскоре после наших публикаций, и в настоящее время в океанологии может считаться общепринятой. Концепция "мертвого океана", где осадочный процесс определяется механической дифференциацией речных взвесей, уходит в прошлое.

Если в настоящее время осадконакопление в пелагиали определяется вертикальным перемешиванием, то каковы важнейшие закономерности этого процесса на современном этапе и как они менялись на протяжении 160 млн. лет обсервируемой истории океана?

ДВЕ СИСТЕМЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ИСТОРИИ ОКЕАНА

Тепловая машина Земли. Глобальная циркуляция в вертикальной циркуляции. По образному выражению акад. В.И. Дурейкина, океан и атмосфера представляют собой тепловые машины, где устойчивость, превращающее тепло в работу (вертикальная и горизонтальная циркуляция).

Для нормальной работы этой машины необходимы нагреватель и холодильник. Тепловая машина Земли на современном этапе имеет один нагреватель (экваториальная и тропическая области) и два холодильника (ледовые области Арктики и Антарктики). Согласно первому закону термодинамики мощность пропорциональна разности между поступлением тепла у нагревателя и его оттоком у холодильника, т.е. чем больше тепловые контрасты, тем больше мощность машины и тем, следовательно, лучше вертикальное перемешивание в океане. Мощность солнечной радиации в атмосфере определяется в $1,8 \cdot 10^{14}$ кВт. Коэффициент полезного действия этой машины невелик — не более 1–2%.

Как известно, в геологическом прошлом оледенение в области полюсов нередко отсутствовало, и мощность тепловой машины таким образом резко снижалась (поскольку холодильники ослабевали или вообще не работали, кроме лучеиспускания). Глубоководным бурением надежно установлено, что температура поверхностных вод и атмосферы на экваторе и в осевых частях аридных зон за последние 150 млн. лет практически не менялась (около $+27-30^\circ\text{C}$), т.е. интенсивность действия нагревателя, а следовательно, и поступления солнечной энергии в это время были постоянны. Главные термические изменения происходили в высоких широтах.

В настоящее время максимальная разность температур воздуха (от -88 до $+58^\circ\text{C}$) равна 146°C , а воды — около 30°C (от $-1,8$ до $+29^\circ\text{C}$). По данным палеотемпературных определений, в мезозое эта разность равнялась для воды всего $8-10^\circ\text{C}$ (средняя годовая температура близ полярного круга — около $+20^\circ\text{C}$).

Устойчивая вертикальная стратификация океана, связанная с изменениями плотности отдельных его слоев, приводит к тому, что океан становится "полупроводником" тепла: он хорошо проводит понижения температуры (охлажденные воды утяжеляются и быстро опускаются на глубины), но плохо — нагревание воды. В конечном счете это приводит к тому, что повсеместно в океане, даже на экваторе, придонные воды очень холодны (около $1-1,5^\circ\text{C}$) при температуре поверхностных вод около $25-28^\circ\text{C}$. И это несмотря на то, что расстояние от поверхности до дна — 4–5 км, а от области зарождения холодных придонных вод до экватора до 8 тыс. км (рис. 1).

Температурная система вертикальной циркуляции океана сдублирована еще соленосной системой. При повышении солености вследствие испарения поверхностные воды становятся тяжелее и опускаются вниз, вытесняя более легкие воды на поверхность и тем самым создавая систему вертикальной циркуляции. Понятно, что эта система приурочена преимущественно к аридным зонам океана, где с поверхности испаряется за год слой воды до 1–1,5 м толщиной. Эта система циркуляции, имеющая на современном этапе лишь подчиненное значение, во время ослабления земных холодильников (т.е. во время отсутствия оледенения в высоких широтах) становилась главной и единственной. Нетрудно видеть, что в широтном плане два аридных пояса находятся в поясах $20-30^\circ\text{C}$ и ю. широты, т.е. по отношению к холодильникам разделены почти половиной циркуляции Земли.

Примером обширного солариителя, для которого определены основные параметры, — Солончасское море. Сюда с верхнего течения поступает через пролив (ширина 14 км, глубина до 360 м) около 1,75 млн. т воды в секунду, а море эта вода частично испаряется, а оставшаяся, становясь более тяжелой и соленой, изливается через пролив в океан, создавая тем самым вертикальную циркуляцию. Фактически в данном случае вода из пролива поступает

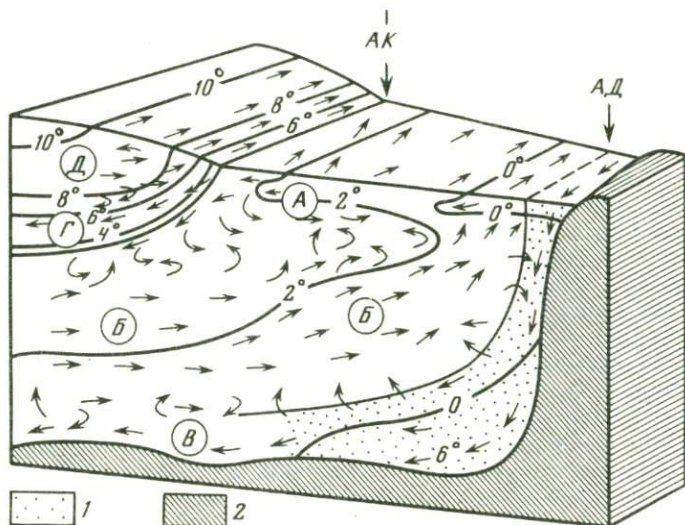


Рис. 1. Схема вертикальной циркуляции и основных границ водных масс в Антарктике

1 — область зарождения холодных придонных вод Мирового океана [по Свердрупу с изменениями]; 2 — Антарктида; $t = -38,3^\circ$; воды: А — поверхностные антарктические, Б — теплые глубинные, В — холодные придонные, Г — промежуточные, Д — поверхностные субтропические; АК — антарктическая конвергенция (глобальное опускание вод; средняя годовая изотерма воздуха $+10^\circ\text{C}$); АД — антарктическая дивергенция (глобальный подъем вод); на участке от АК до АД на дне — отложения южного кремневого пояса

дна (здесь располагаются еще более тяжелые охлажденные воды Арктики) и распространяется в пределах глубин от 500 до 2750 м (осевая часть около 1000 м), производя как бы частичную (не до дна) вентиляцию прилежащих областей океана.

Сходные со Средиземным морем условия полузамкнутых водоемов-испарителей имеют место и в Персидском заливе, а также в Красном море, где соленые воды выходят в Индийский океан, располагаясь на глубинах около 500 м.

Динамический эффект, приводящий к перемешиванию, вызывают не только вертикальная, но в ряде случаев и горизонтальная циркуляция вод. В наибольшей мере перемешивание затрагивает поверхностные слои водной толщи при расхождении течений вод, когда происходит понижение уровня и подъем глубинных вод к поверхности.

Вертикальная циркуляция и стагнация. Циркуляция в холодном ($38^\circ - 0^\circ\text{C}$) и теплом (более 38°C) океанах. Для современного этапа развития Земли типична четырехслойная стратификация вод океана (поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные). Поверхностная зона (от 0 до 200–300 м) имеет наиболее близкие связи с атмосферой, характеризуется быстрым обменом вещества и энергии, а также широтной изменчивостью.

Наиболее существенны для вентиляции океана придонные воды, заполняющие его на глубинах более 4 км. Образуются они главным образом в Антарктике, а также в Арктике при сильном выхолаживании и уплотнении (рис. 1). Эти воды обладают собственной, полностью отличной

от поверхностной системой течений, обычно противоположной по направлению. Слой между поверхностными водными массами и придонными занят промежуточными и глубинными водами. Он характеризуется условиями неизменности температур — почти полной гомотермии [Степанов, 1974].

Придонные воды, обогащенные кислородом в высокоширотных областях до их опускания на глубину, обеспечивают снабжение кислородом придонного слоя, находящегося во взаимодействии с донными осадками, дающими много углекислого газа и метана и потребляющими значительное количество кислорода на окисление органики. Имеются оценки времени обмена вод в океанах — оно оказалось в пределах от 40 до 110 лет.

Холодные глубинные воды (придонные) проникают от Антарктики не только до экватора, но в ряде мест и до северного тропика Атлантического и Тихого океанов (рис. 2), где встречаются с холодными арктическими водами, поступающими с севера. Необходимо отметить, что при снижении температуры морской воды в ней существенно повышается растворимость кислорода, а также содержание фосфатов. Движение придонных тяжелых вод напоминает движение тяжелой жидкости, они заполняют все понижения рельефа, течение усиливается на гребнях поднятий и между отдельными котловинами. В настоящее время пути распространения глубинных вод изучены с применением гидрологических методов, подводных фотографий, исследования придонной взвеси и распространения областей размыва и переотложения осадков. Усиление придонных течений в конечном счете ведет к размыву осадков и появлению перерывов в осадконакоплении. Поэтому история перерывов и их географическое распространение в пелагиали оказываются связанными с историей вертикальной циркуляции. Ранее отмечалось, что с вертикальной циркуляцией тесно связаны процессы биогенной и терригенной седиментации, особенности геохимии осадков.

В современных океанах биогеохимический барьер восстановленной-окислительной среды проходит по периферии океана обычно в верхней толще осадков, а в пелагических отложениях вообще отсутствует (красные глубоководные глины, карбонатные отложения). Чем больше в осадках органического вещества (ОВ), тем ближе к поверхности осадочных отложений проходит барьер. В местах с затрудненной циркуляцией барьер поднимается, и в толще вод возникает сероводородное заражение. Положение геохимического барьера динамично — оно зависит от соотношения скоростей потребления (главным образом на окисление органики и дыхания) и поступления кислорода. Поэтому заражение сероводородом особенно вероятно в местах с очень высокой продуктивностью планктона — в апвеллингах, эстуариях и дельтах. Возникают как придонные области сероводородного заражения, так и висячие, находящиеся на промежуточных глубинах. Висячие сероводородные зоны — характернейшая черта систем апвеллингов; они встречаются практически около всех апвеллингов на материковом склоне (Аравийское море, Перуанский апвеллинг, Калифорнийский залив, Уолфиш-Бей и др.) (рис. 3). Области сероводородного заражения как бы окаймляют апвеллинги с океанской стороны; далее в пелагиали начинаются нормальные пелагические отложения. С высокой продуктивностью планктона связаны области заражения в ряде эстуариев и заливов (Бахиа Дарвин, Мало Езеро и др.), а также по последним наблюдениям — и близ локальных апвеллингов подводных гор.

Нередко гидрологические условия приводят к подъему сероводородных вод к поверхности, что вызывает массовую гибель организмов и находит отражение в толще осадков в виде слоев с костями рыб. Сероводородные

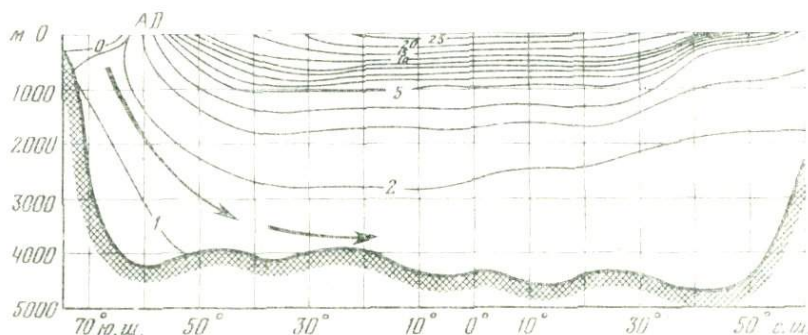


Рис. 2. Распределение температур вод и содержания кислорода на меридиональных разрезах через океаны [Степанов, 1974]

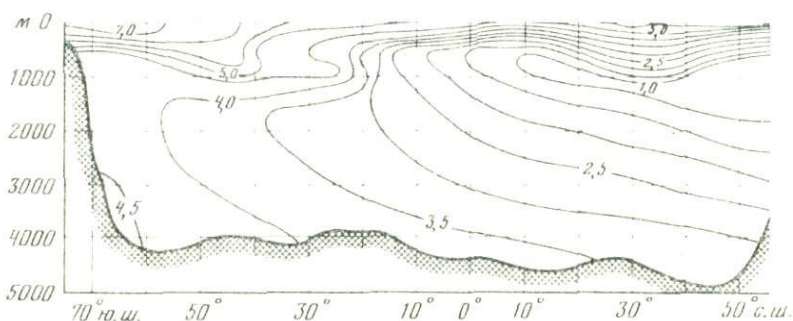
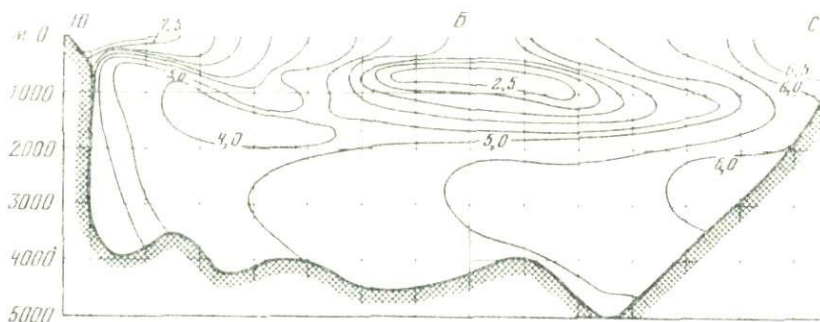
A — температура вод на разрезе через Атлантический (вверху) и Тихий (внизу)

зоны часто бывают только сезонными, и их присутствие установить гидрологически можно только при длительных наблюдениях; наиболее четко они выявляются по отсутствию донной фауны и выходам восстановленных осадков на поверхность дна.

Второй тип областей сероводородного заражения определяется ослаблением притока кислорода вследствие подводных барьеров. Здесь часто слой заражения бывает очень мощным: более 1 км в Черном море и впадине Кариакто близ Венесуэлы, в фиордах (бухта Провиденция, фиорды Норвегии, Канады), а также в отчлененных проливах морях (Балтийское и Красное — в отдельных впадинах) мощность достигает 100 м и более.

Особенно устойчивые и мощные области заражения возникают при сочетании достаточно высокой продукции с затрудненностью поступления глубинных вод и с очень сильной стратификацией вод. Классическим примером может быть Черное море, где затруднен обмен водами через Босфор, а поверхностные воды разпреснены. В результате около 90% объема этого водоема занимают сероводородсодержащие воды.

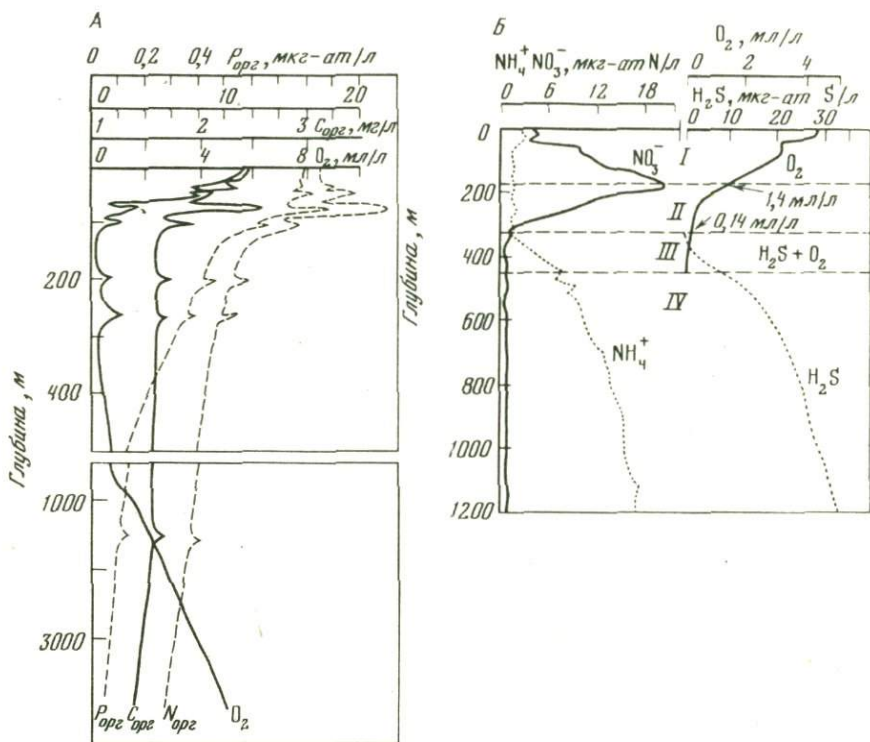
В такого рода областях часто возникает массовая гибель фауны, связанная с поступлением сероводородных вод к поверхности при изменении гидрологической обстановки. Нередко такое явление бывает связано и с изменением другого фактора — скорости поступления ОВ. В частности, при развитии синезеленых ядовитых водорослей отмечаются случаи гибели планктона и рыбы. При этом резко растет приток органики, сероводородный слой поднимается к поверхности, еще более усиливая масштабы бедст-



океаны: АД — антарктическая дивергенция. Отмечено положение станций (277, 279, 281) глубоководного бурения; Б — содержание кислорода в воде (в мл/л) на разрезе через Атлантический (вверху) и Тихий (внизу) океаны

вия. По современным наблюдениям количество погибшей рыбы нередко составляет многие десятки миллионов тонн. Так, в 1957 г. близ Аравийского апвеллинга погибло около 20 млн. т рыбы, в районе Уолфиш-Бей площадь "поля смерти" часто составляет до 15–20 тыс. км². В районе Перуанского апвеллинга такое явление повторяется периодически через 7 лет (течение Эль-Ниньо, нарушающее условия циркуляции).

Итак, 1) сероводородное заражение может охватывать как дно отдельных впадин, так и целые моря или обширные участки дна океана; 2) слой сероводорода располагается у дна или на промежуточных глубинах, изредка отмечаются два и более слоев, расположенных на разных глубинах; 3) наряду с постоянным заражением, широко распространено сезонное заражение; 4) при ослаблении глубинной циркуляции заражение может захватить значительные площади дна; 5) в настоящее время нет сомнения в том, что сероводородное заражение связано не с вулканизмом, а с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, разлагающих ОВ в условиях анаэробной среды (необходимый для жизни кислород бактерии получают за счет разложения сульфатов); такое явление возникает не при полном отсутствии кислорода (аноксия), а при его снижении до 0,11–0,14 мл/л; 6) скорость сульфатредукции зависит от состава ОВ, концентрации сульфат-ионов, растет с ростом температуры, скорости седиментации и с уменьшением глубины. В природных условиях скорость сульфатредукции достигает (в мг S/д сут) 3–4 для Черного моря и залива Мэн в Атлантике, 68 — для Азовского моря, а в экспериментах — до 26–28 [Аизатуллин,



Р и с. 3. Сероводородное заражение в современных и древних водоемах

А — возникновение "висячего" сероводородного слоя (слоя кислородного минимума, переходящего в сероводородный) в водах высокопродуктивного района океана (апвеллинг); слой минимума кислорода (100–500 м) связан с распадом органики [Иваненков, 1979]; Б — возникновение глубинного слоя; вертикальное распределение кислорода, сероводорода, азота, нитратов и аммония в водах впадины Кариакко (у берегов Венесуэлы) [Okuda et al., 1974]. Зоны: I — нитрификации, II — денитрификации, III — окисления H_2S , IV — сульфатредукции

Скопинцев, 1979]. В условиях сероводородного заражения погибает бентос, происходят коренные изменения физико-химической обстановки.

Из сказанного выше ясно, что возникновение придонного и висячего слоев сероводородного заражения обусловлено изменениями среды, имеющими противоположную направленность. Придонное заражение возникает при ослаблении вертикальной циркуляции, при ослаблении деятельности ледовых холодильников, т.е. при отсутствии оледенения (в мезозое и начале кайнозоя). Висячее сероводородное заражение, наоборот, связано с усилением подъема вод, с увеличением первичной продукции и распада продуцируемого вещества, т.е. наибольшее развитие получает при оледенениях и при максимальных тепловых контрастах.

Если перенести на рис. 2 данные о температуре поверхностных и глубинных вод в Антарктике с палеоцена до современности (рис. 4) (в районе ст. 277, 279 и 281 глубоководного бурения), то становится ясным, что до резкого похолодания и оледенения Антарктиды система вертикальной циркуляции должна быть принципиально отличной от современной (циркуляция холодного океана). Вся толща вод мезозойского и раннекайнозой-

ского (теплого) океана была прогрета до $+17-20^{\circ}\text{C}$, и существовали, таким образом, условия гомотермии, препятствовавшие возникновению холодного придонного слоя и связанного с ним вертикального перемешивания. Вся тепловая машина океана работала без холодильников, или они были выражены крайне слабо; вертикальное перемешивание было вялым, ограничивалось поступлением соленых вод из аридных областей: глобальные дивергенции отсутствовали; резко ослабевали или исчезали апвеллинги.

Смена системы придонной и вертикальной циркуляции произошла около 38 млн. лет назад. Если эта смена действительно имела важное значение, есть основания ожидать ее проявления: 1) в изменениях вентиляции придонного слоя океана, более широком развитии условий стагнации в теплом океане; 2) в изменениях в вертикальном перемешивании, т.е. в первичной продукции, скоростях накопления биогенных и терригенных осадков в пелагиали; 2) в изменениях условий сохранения карбонатов в осадках в зависимости от глубины (эволюция критической глубины карбонатонакопления); 4) в изменениях фауны в донных осадках, связанных со сменой условий среды придонного слоя; 5) в геохимических показателях; 6) в палеотечениях, перерывах и несогласиях.

Эволюция газового режима придонного слоя в теплом и холодном океане. Достаточно снижения содержания кислорода в воде на 3 мл/л для того, чтобы воды Тихого и Индийского океанов стали анаэробными от поверхности до 3 км глубины (см. рис. 2). В Атлантическом океане этот верхний "висячий" слой сероводородного заражения достиг бы глубин около 1,5 км. Обширные области материкового склона и вершины поднятий оказались бы в сероводородном слое. Для нас важно, однако, и другое — снижение содержания кислорода в придонных водах, которое возникает при изменении температуры придонных вод. Для определения зависимости содержания кислорода в морской воде от температуры и солености принята формула Вейса [Weiss, 1970]. При повышении температуры вод у берегов Антарктиды от современных -1°C до $+20^{\circ}\text{C}$ (что соответствует температурам мелового времени) содержание кислорода в воде уменьшится в 2–2,5 раза. Дальнейшее снижение растворимости идет (хотя и слабо) при погружении вод на глубину: при повышении гидростатического давления на 100 атм (около 1000 м) растворимость снижается на 0,01 мл/л, т.е. на глубинах океанского дна (около 5000 м) исходное содержание кислорода в водах из зоны дивергенции и в настоящее время и в прошлом снижалось еще на 0,05 мл/л. Если взять современное распределение кислорода в океане и соответственно снизить концентрацию его в придонных водах в 2 раза, то можно в первом приближении судить об условиях придонного слоя океана мелового времени.

Рассматривая условия осадкообразования в юрское время, А. Хеллем пишет: "В более уравновешенные периоды прошлого, например, в юре, придонные воды океанов почти повсеместно могли быть более или менее застойными... В юрском периоде такие условия могли быть почти глобальными" [Хеллем, 1978, с. 72].

Наряду с сероводородным заражением, которое никогда не могло быть полным, в юрское время распространены также условия заражения, связанные с "подвешенным слоем"; они чаще всего встречаются на мелководьях или на склоне.

Широко распространены признаки стагнированных условий в меловых отложениях Атлантического океана: "черные сланцы", связанные со стагнацией, встречены в ядрах скв. 11, 14, 36 и 41 рейсов бурения [Brumsack, 1980]. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в "черных сланцах" более 1%, в сотни раз повы-

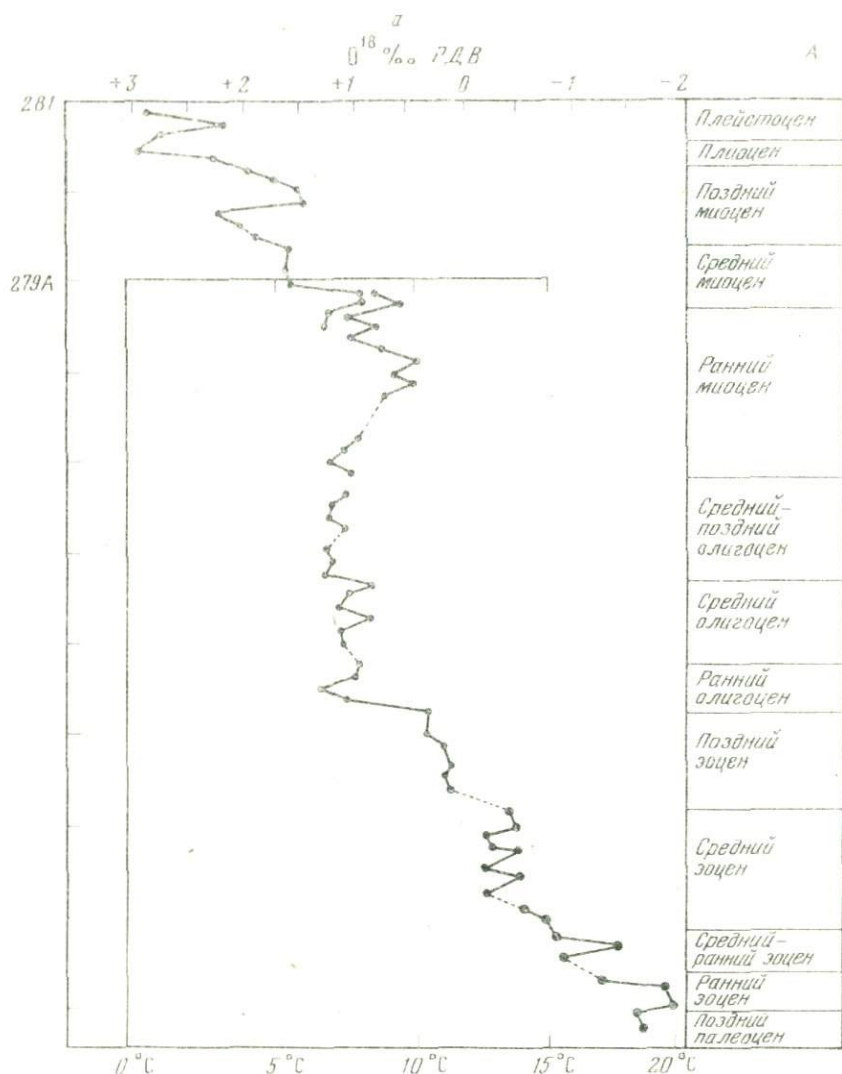
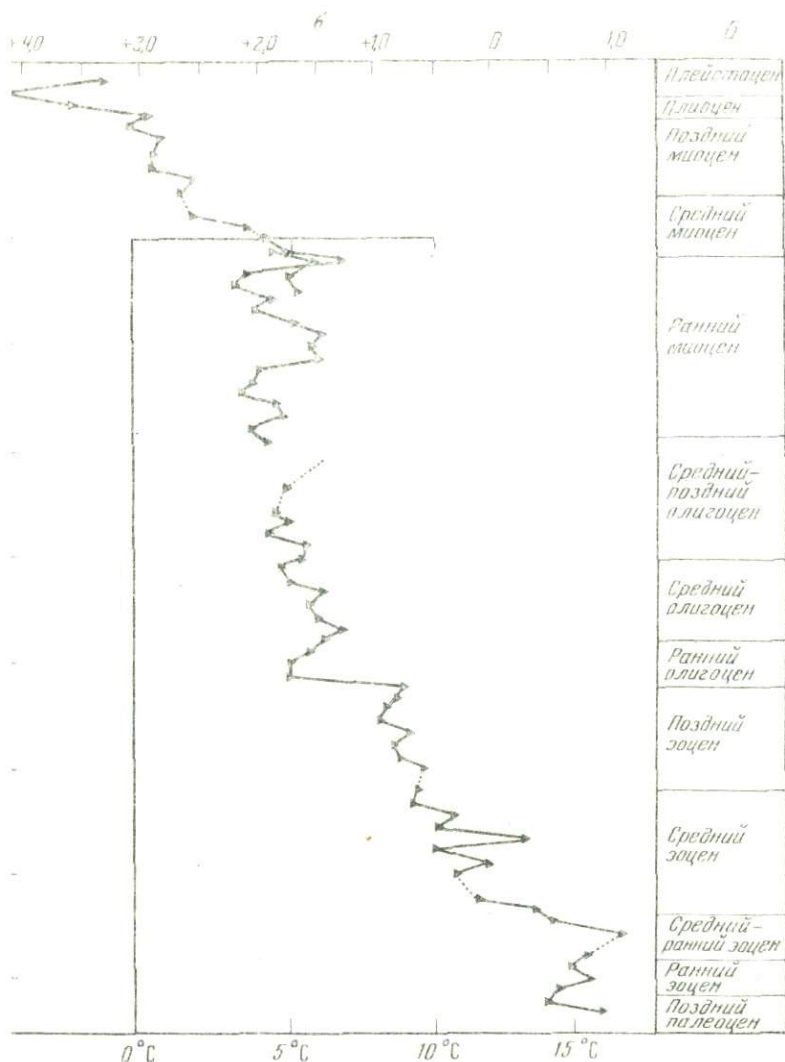


Рис. 4. Палеотемпературы поверхностных (А) и придонных (Б) вод в области Антарктической дивергенции для станций глубоководного бурения 277, 279 и 281 (положение станций см. на рис. 2). Определения сделаны по изотопному составу кислорода раковинок планктонных (а) и бентических (б) фораминифер [Shackleton, Kennett, 1975]

шенны содержания некоторых тяжелых металлов, обычны сульфиды. Изотопный состав углерода отвечает смешанному терригенному и морскому ОВ. Изотопный состав серы отвечает ее бактериальному генезису.

Условия мелового времени в Северной Атлантике соответствуют обстановке современного Черного моря. Это связано с тем, что северная и южная части Атлантики долгое время развивались вне связи друг с другом. Раскрытие северной Атлантики имело место уже 165 млн. лет назад, тогда



южной началось 125 млн. лет назад с углублением порога 75 и . лет назад [Van Andel et al., 1977], когда началась циркуляция тых вод. До этого времени северная часть Атлантики была связана юм только через район Карибской дуги. В соответствии с этим э сланцы" в северной Атлантике относятся в основном к апту — ту (110—95 млн. лет), а в южной они возникали на двух этапах: — апте (110 млн. лет) и в сантоне (85 млн. лет), причем второй язан с заражением по периферии, т.е. с висячим сероводородным и, возможно, — с возникновением здесь апвеллинга [Brumsack, Мелководными были, вероятно, и "черные сланцы", вскрытые ми 400, 402 в Бискайском заливе [Тимофеев, Боголюбова, 1980].

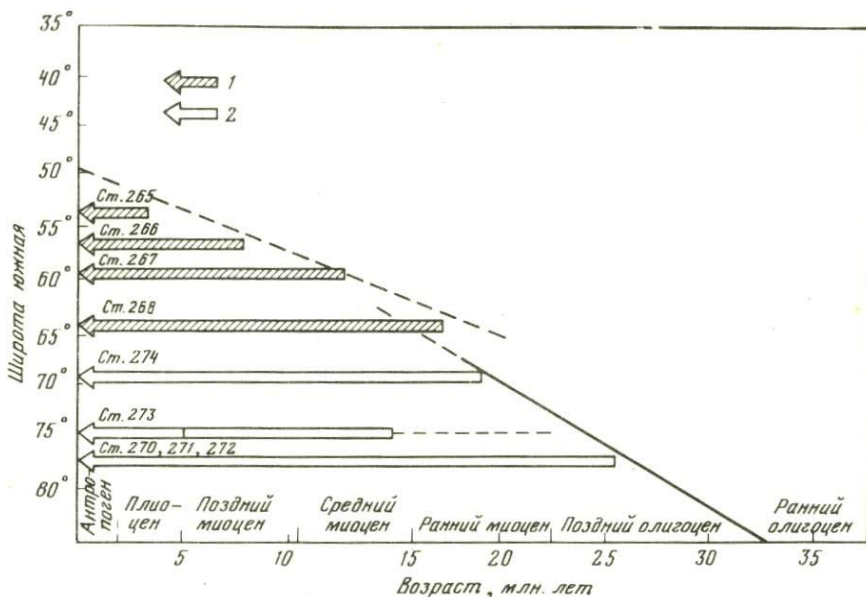


Рис. 5. Время появления первых признаков оледенений — айсбергового и ледово-морского материала — в ядрах скважин 28-го рейса глубоководного бурения [Haues, Frankes, 1975]

1 — станции на разрезе по 100–110° в.д.; 2 — станции в области моря Росса и Земли Виктории. Номера станций бурения указаны слева на стрелках. Видно наступление оледенения с юга, с 75–80° ю.ш. (станции 270–272) и постепенное распространение на север до 50–55° ю.ш.

В Тихом океане сапропелевые прослои связываются с локальными апвеллингами близ подводных гор [Ryan, Cita, 1977].

К выводу о возникновении по крайней мере части черных глин баррема — сеномана в Атлантике в связи с висячим слоем сероводорода приводят и данные о скоростях седиментации — от 12 до 70 Б¹, что намного выше, чем в пелагических областях океана. Очевидно, их возникновение связано с условиями местного апвеллинга, хотя по другим данным они связываются с привнесом ОВ из гумидных областей континентов во время регрессий [Конюхов, 1977; Левитан, 1978]. Уже указывалось, что становление системы циркуляции и распределения биогенных осадков определилось в позднем олигоцене, но наибольшую четкость оно приобрело в миоцене, когда организация системы циркуляции холодного океана была завершена и дальнейшее похолодание (см. рис. 4) еще более усилило вертикальное перемешивание вод с образованием трех высокопродуктивных поясов.

По современным представлениям оледенение Антарктиды началось в горных районах еще в эоцене, а около 38 млн. лет назад появляются первые признаки оледенения океана: ледовый и айсберговый материал в донных осадках (рис. 5). Усиление вертикальной циркуляции при похолоданиях привело к смене карбонатных осадков, господствовавших здесь до раннего олигоцена, на диатомовые илы; появляется южный пояс

¹ Международная единица скорости седиментации (единица Бубнова) — в мм/1000 лет, или м/млн. лет.

кремненакопления, который отсутствовал в мезозое и начале кайнозоя. Возникновение системы вертикальной циркуляции "холодного океана" привело таким образом к появлению современной картины распределения кремнистых осадков с тремя глобальными поясами, маркирующими подъем глубинных вод, и современной схемой распределения абсолютных масс карбонатного и терригенного материала в пелагиали с максимумами близ этих поясов. Одновременно это был и этап резкого усиления придонной вентиляции, исчезновения областей стагнации и соответствующих отложений на дне. Интенсивное поступление тяжелых холодных вод из Антарктики и Арктики особенно усилилось около 40 млн. лет назад, когда возникло сообщение между Антарктическим бассейном, отчлененным порогом, с остальным океаном. Начиная с этого времени пелагические стагнированные отложения уже не встречаются.

Стагнацию в условиях теплого океана нельзя представлять себе как условия повсеместного замора. При понижении температурных градиентов и вентиляции придонных слоев сероводородное заражение тем не менее имело только региональное или локальное значение. При общем снижении содержания кислорода в придонном слое в 2 раза или более достаточно было даже небольших воздействий, чтобы условия стали сероводородными, т.е. имело место общее снижение окислительного потенциала и его приближение к барьеру. Вот почему нередко при прослеживании "черных сланцев" выясняется, что они то исчезают, то вновь появляются, отвечая локальным изменениям среды древних океанов.

При смене условий теплого океана на холодный в связи с возрастанием растворимости кислорода и углекислоты в 2 раза и более должно было произойти их перераспределение — захват из атмосферы и перевод в резервуар придонных вод. Учитывая "парниковый эффект углекислоты", это событие могло иметь большое значение для климата; уход углекислоты из атмосферы должен был привести к снижению температуры.

ЭВОЛЮЦИЯ БИОГЕННОГО И ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Об увеличении первичной продукции с мела и до настоящего времени можно судить на основании средних абсолютных масс главного продуцента ОВ — диатомовых водорослей (по аморфному кремнезему), а также по абсолютным массам C_{org} в донных осадках.

Анализ показал, что только в эоцене—олигоцене возникает экваториальный пояс кремненакопления (рис. 6, см. вкл.), а ранее оно было ослаблено и рассеяно по площади, изредка встречались разрозненные линзы кремнистых отложений. Представление об очень широком развитии кремней на границе мела и эоцена связано главным образом со стадией катагенетического преобразования рыхлых кремнистых отложений в крепкие кремни, а не с ростом кремненакопления. Особенно интенсивным кремненакопление было в неоген-четвертичное время, когда четко обрисовывались все три пояса кремненакопления, причем временем максимального кремненакопления (по абсолютным массам) оказывается плиоцен. Видимо, это и время наибольшей за последние 150 млн. лет вертикальной циркуляции в океане.

Скорости кремненакопления в неогене были на порядок выше, чем в мелу—олигоцене. В неогене возрастали скорости накопления $CaCO_3$. Это связано с увеличением интенсивности перемешивания океана вследствие увеличения его продуктивности. В целом все эти показатели отражают

изменения интенсивности вертикальной циркуляции и тепловых контрастов, определяющих работу тепловой машины.

На континентах главное кремненакопление имело место в палеозое, а в мезозое—кайнозое оно ослабевает. При этом, начиная с мела, довольно широко распространена опоковая формация, выявленная биполярно в северном и южном полушариях. По данным В.И. Муравьева [1976], эпохи максимального распространения диатомитов на суше — начало и конец палеоцена, средний и поздний эоцен, средний олигоцен, ранний и поздний миоцен. Однако для количественной оценки данные абсолютных масс SiO_2 на континентах пока отсутствуют. Главный вклад в кремненакопление с миоцена вносят уже не радиолярии, как во времена теплого океана, а диатомовые водоросли.

Для абсолютных масс $C_{орг}$ также отмечается диффузное распределение в океане в доэоценовое время с появлением сначала экваториального пояса, а в миоцене и позднее также и двух поясов в умеренных зонах северного и южного полушарий. По данным С.Г. Неручаева [1979], на континентальном блоке наблюдается снижение накопления $C_{орг}$ со средней юры ($3,4 \cdot 10^{13}$ т/млн. лет) до палеоцена ($1,2 \cdot 10^{13}$ т/млн. лет) с последующим ростом (и с промежуточным максимумом в эоцене) вплоть до максимума в плиоцене $3,2 \cdot 10^{13}$ т/млн. лет, т.е. в плиоцене содержание $C_{орг}$ приблизилось к среднеюрскому значению. Интенсивность накопления битумоидов тождественна во времени интенсивности накопления $C_{орг}$, а максимумы нефте- и газонакопления несколько смещены вверх относительно максимумов $C_{орг}$, что связано с вертикальной их миграцией.

Обращает на себя внимание обратный ход эволюции карбонатонакопления на континентах и в океанах: на континентах — убывание площадей распространения и абсолютных масс с позднего мела и поныне, в океанах, наоборот, — возрастание абсолютных масс. Напомним, что во время великой позднемеловой трансгрессии около 55% площади современной суши было покрыто океаном, главная часть карбонатного материала откладывалась при этом в огромных мелководных водоемах, и в пелагиаль проникла лишь незначительная часть.

До позднемелового времени главным концентратором CaCO_3 были фораминиферы, а также кораллы и моллюски. Начиная с позднего мела появляются и расцветают кокколитофориды, становящиеся главными организмами-концентраторами CaCO_3 вплоть до плиоцена. С этого времени вновь в пелагиали господствующее значение для накопления CaCO_3 приобретают планктонные фораминиферы.

О количественном распределении терригенного материала в осадках можно судить по данным о скоростях осадконакопления в океанах и по картам абсолютных масс абиогенного материала, составленным для разных временных срезов [Лисицын, 1980 а, б]. За последние 60 млн. лет, по данным анализа 334 станций бурения, в истории океанов отмечаются два максимума скоростей осадкообразования: в эоцене и в неогене. В неогене скорости были наибольшими за всю историю океана. Для позднего мела и палеоцена, а также для олигоцена отмечаются минимальные скорости осадкообразования. При трансгрессиях идет сокращение площади водосбора, поэтому талассократические эпохи — время снижения скоростей океанской седиментации; однако изменения скоростей одинаковы во всех океанах; кривые идут симбатно. Важно также и то, что симбатно происходят и изменения скоростей терригенной и карбонатной седиментации, т.е. время трансгрессий было временем снижения скоростей карбонатонакопления в океанах, что отмечалось и при анализе абсолютных масс CaCO_3 .

Карты абсолютных масс терригенного материала дают возможность установить два этапа в развитии терригенных отложений: мезозойский—палеоценовый (этап теплого океана) с низкими абсолютными массами и эоценовый — современный с резким ростом абсолютных масс в конце олигоцена (этап холодного океана), когда завершается талассократическая стадия развития океана.

На первом этапе в пелагиали выделяется экваториальная область с высокими абсолютными массами, к северу и к югу от нее расположены аридные пояса с минимальными массами терригенного материала. Наряду с пелагическими выделяются также и приконтинентальные зоны с высокими абсолютными массами. В талассократические эпохи они сужаются, при понижениях уровня океана сильно расширяются. Конец олигоцена (хаттское время) отмечается по резкому изменению закономерностей распределения: в связи со снижением уровня океана более чем на 400 м (на 200 м ниже современного) отмечается рост абсолютных масс и расширение прибрежных поясов, более четко выражены три пояса в океане, соответствующие гумидным зонам и наиболее интенсивной биофильтрации, переводу терригенной взвеси в донные осадки. С появлением льдов и айсбергов в океане (сначала в олигоцене в Южном океане, а затем в высоких широтах Северного Ледовитого) важное значение приобретает ледовый перенос, что определяется по составу отложений.

Эволюция карбонатной системы и критические глубины. Уже указывалось, что вследствие усиления вертикальной циркуляции постепенно сформировались три глобальных пояса карбонатной (а также терригенной) седиментации в пелагиали. Другие изменения касаются критической глубины карбоната накопления (для кальцита КГК) — у американских авторов — компенсационная глубина. Возникновение холодных придонных вод и их проникновение вплоть до экватора должно было бы вызвать увеличение критической глубины: чем холоднее воды, тем при прочих равных условиях меньше критическая глубина, при потеплениях карбонатный материал может проникать на большие глубины, чем при похолоданиях.

Как видно из рис. 7, с эоцена и до настоящего времени происходило значительное снижение критической глубины с резким падением почти на 2 км 40 млн. лет назад и с некоторым подъемом к поверхности 20—10 млн. лет назад, т.е. в миоцене. Примечательно, что максимальные изменения — на 2 км — имели место на экваторе. В северных и южных частях океана, где и сейчас критические глубины поднимаются ближе к поверхности, они составили всего около 1 км. Нужно отметить и вторую особенность — симбатный ход кривых компенсационной глубины для всех океанов, что говорит о свободном их сообщении в это время и о единой глобальной причине изменений КГК. Обращает на себя внимание третья особенность — симбатность изменений критической глубины и палеотемпературы, однако реакция на эти изменения обратная. По логике процесса при снижении температуры критическая глубина должна повышаться, а не падать, т.е. ход кривых должен быть противоположным.

Таким образом, главное значение имеет не температура придонных вод (за последние 50 млн. лет придонная температура снизилась в общем на 15°С, что могло вызвать изменение — повышение — критической глубины), а вентиляция вод: при повышении температуры в высоких широтах поступление холодных придонных вод сокращается (теплый океан), при ухудшении циркуляции повышается содержание углекислоты в придонных водах, что приводит к повышению уровня КГК.

Но это только одна причина обратной связи КГК с температурой. Вто-

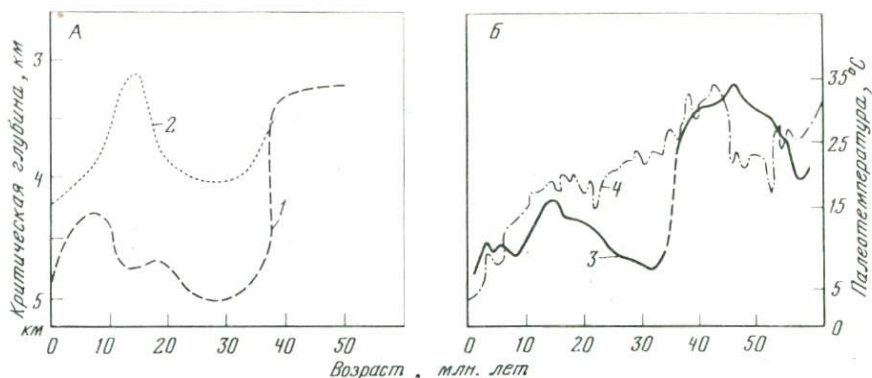


Рис. 7. Изменение критической глубины карбоната накопления, палеотемператур и перерывов в осадочной толще для последних 60 млн. лет истории океана

А — изменение критической глубины карбоната накопления для экваториальной части Тихого (1) и для южной части Атлантического (2) океанов [Berger, 1979]; Б — изменение температуры вод для Северного моря (3) за последние 60 млн. лет по данным изотопных исследований карбоната раковин моллюсков [Burchardt, 1978] и частота встречаемости перерывов (4) в кернах глубоководного бурения для 307 станций Мирового океана [Moore et al., 1978]

рая связана с первой и определяется снижением первичной продукции в океанах при повышении температуры и снижении вертикальной циркуляции. Положение КГК, как известно, [Лисицын, 1978], зависит от соотношения скоростей поступления карбонатного материала и его растворения, а также разбавления обломочным материалом. При повышении температуры вместе с ростом содержания углекислоты в придонных водах (фактор, определяющий рост скорости растворения) снижается также и поступление карбонатов за счет снижения первичной продукции.

Внимание большинства исследователей было направлено на выяснение первого показателя — роста содержания углекислоты в придонных слоях теплого океана. Не менее важное значение имеет и второй — изменение продуктивности океана. Мы уже отмечали, что изменение системы вертикальной циркуляции привело к возникновению концентрированных поясов интенсивной седиментации, не существовавших ранее (рис. 6, см. вкл.). Имело место и общее увеличение продуктивности, которое отражается на средних значениях абсолютных масс для CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и SiO_2 аморф. Ниже приводятся значения изменений средней абсолютной массы CaCO_3 (в $\text{г/см}^3/1000$ лет) в океане за 100 млн. лет.

| K_2 | P_1 | P_2 | P_3 | N_1 | N_2 | Q |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 0,59 | 0,40 | 0,41 | 0,55 | 0,76 | 0,96 | 1,14 |

Таким образом, с палеоцена и до настоящего времени прослеживается рост средних значений абсолютных масс CaCO_3 почти в 3 раза (все данные приведены для пелагиали океанов, поскольку бурение на шельфах с б/с "Гломар Челленджер" не производилось). Средние значения абсолютных масс были минимальными в палеоцене—эоцене (0,40—0,41 $\text{г/см}^2/1000$ лет), что соответствует самому высокому уровню критической глубины. Возрастание средних абсолютных масс (в 3 раза для океана) шло одновременно с увеличением критической глубины. Таким образом, резкое (на 10°C для поверхностных и на 7°C для придонных вод) снижение температуры в эоцене—раннем олигоцене привело к резкому росту крити-

ческой глубины для CaCO_3 , что связано как с ростом продукции CaCO_3 вследствие создания нового типа вертикальной циркуляции (холодный океан) с подачей питательных веществ к поверхности, так и вследствие проветривания придонного слоя, удаления значительной части углекислоты из глубинного резервуара. Оба эти фактора определяются новой циркуляционной системой, возникшей около 38 млн. лет назад.

Изменения фауны и флоры. Прямым следствием резкого снижения температур придонных вод и изменения среды на больших глубинах стала резкая смена фауны, которая многократно описана. Укажем только новые работы по бентическим фораминиферам и остракодам [Douglas, Savin, 1975; Kennett, 1977]. По данным этих авторов на границе эоцена—олигоцена происходит смена толстостенных раковин на более тонкостенные. В кайнозое массовое развитие получили диатомовые и силикофлагеллаты, которые оттесняют на второй план в кремненакоплении радиолярии. Для карбонатной седиментации в пелагиали главную роль играют кокколито-фориды и планктонные фораминиферы.

Геохимические изменения в воде и осадках. Существуют многочисленные геохимические доказательства изменений условий теплого стагнированного океана (с низкими значениями Eh) на холодный с окислительной средой. Для стагнированного океана с низкими положительными, а в ряде случаев и отрицательными значениями Eh, характерно образование сульфидов, которые захватывали многие элементы из наддонных и иловых вод и связывали их в аутигенные минералы. В условиях восстановительной среды марганец находится в растворенной форме в воде, как в современном Черном море или в Готландской впадине Балтийского моря [Айзатуллин, Скопинцев, 1979].

При смене условий придонных вод с восстановительных на окислительные должно произойти массовое выпадение марганца, его запасы, накапливавшиеся на протяжении длительного времени на больших площадях стагнации, при этом мобилизуются в виде крупных рудных скоплений. Обращает на себя внимание и то, что более 90% марганцевых месторождений мира имеет олигоценный возраст. Их локализация, возможно, связана с подъемом сероводородных вод к поверхности, с началом "проветривания" в ходе развития системы "холодного океана", с резкими термическими контрастами и апвеллингами. Концентрация растворенного марганца в глубинных водах Черного моря достигает 250–450 мкг/л [Spancer, Brewer, 1971]. Для образования крупных месторождений необходимы концентрация марганца из больших объемов воды, т.е. из крупных водоемов (Черное море могло бы дать месторождение с запасом около 100 млн. т).

Палеотечения, перерывы и несогласия. Прямым доказательством более активной придонной циркуляции вод, начавшейся с раннего олигоцена, могут служить данные о палеотечениях (см. рис. 6) и о размывах, о которых можно судить по перерывам и несогласиям в осадконакоплении. Одно из важных открытий глубоководного бурения — установление широкого развития перерывов в толще глубоководных отложений (рис. 7). Масштабы перерывов и их длительность меняются в значительных пределах; они тесно связаны с региональными особенностями. Тем не менее статистическая обработка данных о перерывах, проведенная для первых 32 рейсов бурения (около 300 точек), показывает, что в раннем палеоцене — на границе с поздним мелом и в раннем олигоцене перерывы составляют до 60–80% (по времени).

Скорости движений придонных вод, как отмечалось, довольно значительны, что привело к размыву и переотложению рыхлых осадочных толщ,

накопившихся в мезозое — начале кайнозое. Вот почему 40—38 млн. лет назад широким распространением пользовались перерывы в пелагиали океана.

С завершением перестройки системы придонной циркуляции отмечается постепенное падение частоты перерывов (с небольшими вторичными пиками в миоцене в связи с ростом оледенения) до современных значений — около 10%.

Очень показательны также материалы о региональном распространении перерывов. В соответствии с данными океанологии, главная часть придонных вод распространяется вдоль западных частей океанов (т.е. вдоль восточных склонов континентов). Именно здесь нужно искать наиболее выраженные признаки появления холодных глубинных вод, размывающих отложения и перемещающих их на значительные расстояния. Имеются надежные данные о развитии перерывов в западных частях Атлантического и Индийского океанов [Лисицын, 1980а; Moore, Heath, 1977; Moore et al., 1978; Kennett, 1977].

По площади распространения выделяют локальные, региональные и глобальные перерывы. Последний термин не означает этапа полного отсутствия осадконакопления — океан всегда был и остается областью преимущественной аккумуляции — он означает лишь более широкое площадное распределение перерывов, встречающихся во всех океанах. Региональные перерывы в западных частях океанов при их сопоставлениях с палеорельефом дна дают возможность проследить историю глубинной циркуляции и представляют надежные прямые подтверждения ее существования; выявляются участки сгущивания переотложенного материала (седиментационные хребты или линзы большой протяженности), а также более мелкие образования.

ЦИРКУЛЯЦИЯ ХОЛОДНОГО И ТЕПЛОГО ОКЕАНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Кайнозойское оледенение в истории Земли — последнее, но далеко не единственное (рис. 8). В докембрии и фанерозое возникали оледенения еще больших масштабов, в частности, оледенение Гондваны. Очевидно, и при этих оледенениях менялись системы вертикальной циркуляции в океане, поступление биогенных элементов к поверхности. Этап холодного океана — это этап сильной вертикальной циркуляции, более энергичной работы всей тепловой машины Земли. Следствия этой усиленной циркуляции — возникновение поясов, где происходит поступление питательных солей к поверхности. Как и в кайнозое, их должно быть три, и по положению они соответствуют зонам гумидного литогенеза на континентах. Продуктивность холодного океана в 2—3 раза выше, чем теплого. Эти зоны разделены областями аридных пустынь океана и суши. Сильная вертикальная циркуляция приводит к "проветриванию" глубинных слоев океана, освобождает их от углекислоты, а в ряде случаев и от сероводорода.

В холодном океане тепловые контрасты усиливают пассатные ветры, что ведет к возникновению апвеллингов у западных берегов континентов (сезонные апвеллинги возможны также и у восточных берегов), накоплению органического вещества, фосфора, а в некоторых случаях, возможно, марганца и других элементов.

В "холодном океане" происходит опускание критической глубины карбонатонакопления на 1—2 км по сравнению с теплым. Более значительные сезонные изменения и возникновение зимнего выхолаживания вод

Рис. 8. Оледенения и условия холодного океана в истории Земли [Чумаков, 1978]. Четыре крупнейших гляциозэры и четыре соответствующих им этапа холодного океана

Гляциозэры: I — Канадская, II — Африканская, III — Гондванская, IV — Лавразийская. Оледенения: 1 — надежно установленные, 2 — предполагаемые и возможные, 3 — возможные возрастные пределы оледенения

в условиях холодного океана приводят к тому, что в умеренных гумидных зонах дважды в год возникают цветения фитопланктона и связанное с ним развитие зоопланктона, в теплом океане сезонность выражена очень слабо. Эволюция жизни в геологическом прошлом, а в докембрии также и эволюция состава атмосферы и гидросферы, приводят к специфике условий холодного океана на каждом этапе. Однако учет этих двух систем вертикальной циркуляции, сменявших друг друга в прошлом, позволяет понять логику событий.

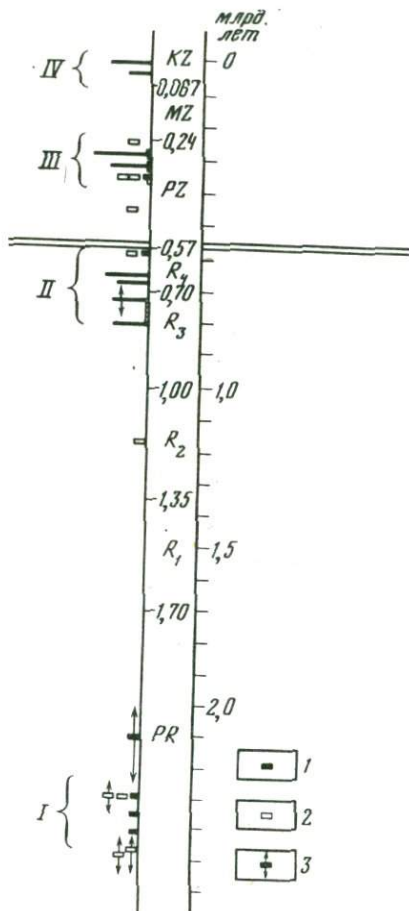
ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА

Кроме описанных выше изменений в системах вертикальной циркуляции, сопряженных с изменениями климата, количества и состава осадочного материала за 150 млн. лет изученной исто-

рии океана, большое значение имели также изменения уровня океана. В настоящее время изменения уровня Мирового океана точно установлены на основании бурения и сейсмостратиграфии в прибрежных областях океанов, где прослеживаются границы трансгрессивных и регрессивных толщ. Удалось построить надежно датированную и точно привязанную к амплитудам кривую изменений уровня для 160 млн. лет. Амплитуда изменений за это время колеблется от + 650 м до — 375 м, т.е. составляет более 1000 м.

Изменения уровня океана — это изменения базиса эрозии, стока с континентов. При высоком базисе эрозии (трансгрессия) сток с континентов резко снижается (взвешенный и растворенный), следовательно, вклад веществ, поступающих с суши, становится меньше, отсюда меньше и абсолютные массы их накопления на дне, поскольку время пребывания (residens time) элементов и разных типов осадочного вещества в геологическом смысле очень незначительно. Объем этой статьи не позволяет остановиться на влиянии изменений уровня океана на седиментацию более полно.

В целом изменение системы вертикальной циркуляции и глобальные



изменения уровня океана — главные события в мезозойской и кайнозойской истории океанов, большая часть других событий оказывается прямо или косвенно связанной с этими главными.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзатуллин Т.А., Скопинцев Б.А. Формирование анаэробных зон и их распределение в океане. — В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979. с. 288—292.
- Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Лисицын А.П. О современном пелагическом осадочном процессе в Тихом океане. — ДАН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 429—433.
- Богоров В.Г., Зенкевич Л.А. Биологическая структура океана. — В кн.: Экология водных организмов. М., 1966.
- Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков: Закономерности распределения планктона и бентоса в океане. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981, № 3, с. 5—25.
- Иваненков В.Н. Тонкая структура распределения биогенных элементов. — В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979, с. 237—239.
- Кобленц-Мишке О.И., Волковинская В.В., Кабанова Ю.Г. Первичная продукция планктона Мирового океана. — В кн.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., 1970.
- Конюхов А.И. Литология мезо-кайнозойских отложений на современных окраинах материков. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1977, № 3.
- Левитан М.А. О черных глинах в Атлантическом океане. — В кн.: Проблемы преобразования органического вещества. М.: Наука, 1978.
- Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 90—191.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974, 438 с.
- Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность. — Литология и полезн. ископаемые, 1977а, № 1, с. 3—24.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материалов в океане. — Литология и полезн. ископаемые, 1977б, № 6, с. 3—23.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Глобальные зоны седиментогенеза. — В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979, с. 118—135.
- Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочной толщи океана. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980а, с. 36—103.
- Лисицын А.П. Количественное распределение терригенного материала. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980б, с. 172—192.
- Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах. — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 5—45.
- Лисицын А.П., Беляев Ю.И., Богданов Ю.А., Боговяленский А.Н. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах океана. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 37—89.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 407—427.
- Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в донных осадках: Образование и распределение биогенных осадков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 3, с. 5—24.
- Марков К.К. Заключение. — В кн.: Физическая география Мирового океана. Л.: Наука, 1980, с. 331—338.
- Муравьева В.И. Породы-индикаторы глобальных изменений экологической обстановки. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4.
- Неручев С.Г. Накопление органического вещества и горючих ископаемых в фанерозое. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3.
- Одум Е. Основы экологии. М.: Мир, 1975.
- Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Знание, 1974.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976а. 292с.
- Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли. — Литология и полезн. ископаемые, 1976б, № 6, с. 3—30.
- Страхов Н.М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8.

- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. "Черные сланцы" Бискайского залива и условия их образования. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
- Хэллем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978.
- Benson R.A. The Cenozoic ostracode faunas of the San Paulo Plateau and Rio Grande Rise. — Init. Repts DSDP, 1977, vol. 39.
- Berger W.H. Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. — Jh: Deep drilling results in the Atlantic ocean. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1979. (Maurice Ewing Series 3), с. 1—26.
- Brumsack H.J. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic ocean (DSDP 11, 14, 36 and 41). — Chem. Geol., 1980, vol. 31.
- Burchardt B. Oxygen isotope paleotemperatures for the Tertiary period of the North Sea area. — Nature, 1978, vol. 275, p. 291—292.
- Douglas R.C., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analysis of tertiary and Cretaceous microfossils from Sharsky. Rise and another sites of North Pacific ocean. — Init. Repts DSDP, 1975, vol. 32, p. 509—520.
- Hayes D.E., Fraes L.A. General synthesis Deep Sea Drilling Project, leg. 28. — Init. Repr. DSDP, 1975, vol. 28. Init. Repts DSDP, 1969—1981, vol. 1—60.
- Kennett S.P. Cenozoic evolution of antarctic glaciation, the circum-antarctic ocean and their impact on global Paleocenography. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, 3843—3860 p.
- Moore T.C., Heath G.R. Survival of deep-sea sedimentary sections. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, p. 71—80.
- Moore T.C., Van Andel T.H., Sancetta C., Pias N. Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. — Micropaleontology, 1978, vol. 24, N 2, p. 113—138.
- Muller P.J., Suess E. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. 1. — Deep-Sea Res., 1979, vol. 26, p. 1347—1362.
- Okuda T., Bonilla R.J., Garcia A.J. Algunas características bioquímicas en el agua de la fosa de Cariaco. — Not. Inst. oceanogr. Univ. Oriente, 1974, vol. 13, N 1/2.
- Ryan W.B., Cita M.B. Ignorance concentrating episodes of oceanwide stagnation. — Mar. Geol., 1977, vol. 23, p. 197—215.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes of DSDP site 284: Implications for glacial history of the northern hemisphere and Antarctica. — Init. Repts DSDP, 1975, vol. 29.
- Spenser D.W., Brewer P. Vertical advection diffusion and redox potentials as controls on the distribution of manganese and other metals dissolved in water of Black Sea. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 24.
- Suess E. Particulate organic carbon in the oceans-surface productivity and oxygen utilization. — Nature, 1980, vol. 288, N 5788.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.C., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. — J. Geol., 1977, vol. 85, p. 651—698.
- Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. — Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, N 7.

УДК (551.311.23 + 551.510.4) :551.7

В.И. Бгатов

ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Продукты кор выветривания и в древнейших, и в молодых образованиях литосферы каких-либо принципиальных различий по составу слагающего их первичного материала не имеют. Сейчас известны образования диапоритов, корундитов и других метаморфизованных продуктов высшего окисления пород в докембрийских толщах с возрастом 3 млрд. лет. В отложениях такого же возраста известны и ископаемые водоросли, которые были способны генерировать кислород фотохимическим путем. Следовательно, уже в глубоком докембрии совершались те же процессы выветрива-

ния горных пород, что и в более поздние этапы геологического развития нашей планеты, в том числе и ныне. Еще В.И. Вернадский [1955] писал о том, что нет никаких оснований полагать, что состав нынешней атмосферы по каким-либо характеристикам существенно отличается от состава древних атмосфер. А.В. Сидоренко [1967] отмечал, что процессы выветривания пород в докембрии не имели принципиальных отличий от более поздних — фанерозойских. В.И. Виноградов [1975] на основании изучения изотопного состава серы в осадочных породах пришел к выводу, что концентрация кислорода в земной атмосфере в течение 3 млрд. лет была по составу близкой к современной.

Современная земная атмосфера, как известно, состоит в основном из двух газов: азота и кислорода. Незначительную примесь составляют аргон (0,9%), углекислый газ (0,03—0,04%), остальная часть приходится на водород, гелий, криптон, аммиак и др.

По представлениям автора, первый кислород поступил в атмосферу из недр планеты. В глубокой древности (4,5—4 млрд. лет) этот процесс создал одну из необходимых предпосылок для появления жизни. Возникшая на несколько более поздних этапах развития Земли растительность, потребляя кислород в меньшем количестве, чем продуцируя его, своей фотосинтетической деятельностью поддерживала сложившееся равновесие в атмосфере, очищая воздух от избыточного углекислого газа, поступающего в результате окислительных процессов (дыхание, горение и т.д.) из вулканических очагов. Косвенные данные о первичном появлении кислорода в атмосфере из недр планеты (эндогенным путем) следующие:

1. Кислород современной атмосферы на 2,3% тяжелее фотосинтетического (содержание O^{18} равно соответственно 0,2039 и 0,2005%). Это дало основание [Виноградов, 1959; Виноградов и др. 1959] предположить существование в природе мощного поставщика (кроме фотосинтеза) кислорода в атмосферу. Однако такой источник пока не найден.

2. Анализ данных о химическом составе платобазальтов, океанических толеитов в сравнении с габбро показывает, что базальты содержат меньше кислорода, чем их интрузивные аналоги. Объяснение такому феномену может быть единственным: излияние основной магмы сопровождается выделением в атмосферу кислорода. Расчеты показали [Бгатов, 1976], что в процессе излияния базальтовой магмы кислорода высвобождается в свободном виде по меньшей мере около 0,8% от весовой массы излившихся пород.

3. Придонные глубинные воды (5000—2000 и глубже) океанических впадин насыщены растворенным в них кислородом, тогда как вышерасположенные слои воды в интервале 2000—500 м кислородом резко обеднены. Особенно большие содержания кислорода отмечаются в придонных водах современных активных рифтов.

Растворенный в глубинных водах кислород не может быть фотосинтетическим (он тяжелее). Содержание O^{18} в нем находится в пределах 0,2049—0,2055%.

Есть и прямые данные, свидетельствующие о поступлении кислорода из подземных газовых струй.

1. Все или почти все газовые струи вулканов содержат кислород, но без всяких доказательств предполагается его воздушное происхождение, т.е. за счет воздуха атмосферы. Исходя из таких представлений о генезисе кислорода в газовых струях, разработана методика определения количественного состава газов вулканов, весь кислород вместе с пропорциональным количеством азота в современной атмосфере вычитается из состава газов вулканов; остаток приравнивают к 100%, а затем производят элементар-

ный анализ газовой смеси. Но нередко случаи, когда количество азота в анализируемом газе таково, что его не хватает для "представительства", и в таких случаях генезис по крайней мере части кислорода в вулканических газах оказывается неизвестным. Свободный кислород обнаружен также в порых глубинных породах, в глубинных подземных водах, в газовой фазе лав: по результатам анализов после исключения "воздушной примеси" кислород остается еще в избыточном количестве.

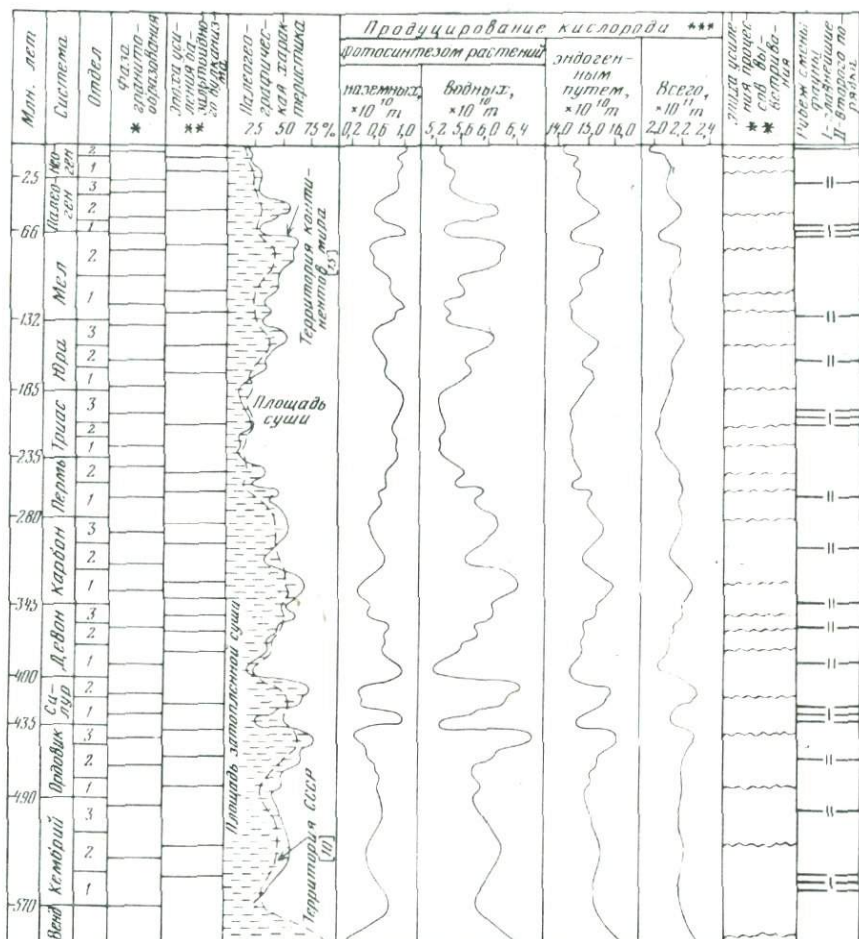
Приведенные данные, более подробно рассмотренные в предыдущих работах [Бгатов, 1976, 1977, 1979], свидетельствуют о том, что в природе существуют два источника кислорода: эндогенный и экзогенный.

Зная изотопный состав фотосинтетического (O^{18} 0,2005%) и эндогенного (O^{18} 0,2049—0,2055%) кислорода, нетрудно рассчитать, что кислород современной земной атмосферы (O^{18} 0,2039%) мог сформироваться за счет смешения примерно 30% первого и 70% второго. Растительность, как уже говорилось, своей деятельностью поддерживает сложившееся (надо думать оптимальное для жизни) в природе равновесие в атмосфере того и другого кислорода, что подтверждают и эксперименты по фотосинтетической деятельности растений: активность фотосинтеза снижается при повышенной концентрации кислорода во внешней среде и повышается при его снижении [Шляпинтох, 1954]. Но не только фотосинтетическая деятельность растений регулирует состав воздуха атмосферы. Не менее значимые регуляторы — окислительно-восстановительные процессы, по-разному совершающиеся на различных этапах геологического развития Земли.

Мощные коры выветривания известны в архее, протерозое и фанерозое. Но чем древнее коры выветривания, тем они хуже изучены с различных позиций, включая и обстановки их формирования. В связи с этим целесообразно рассмотреть условия формирования кор выветривания в фанерозое, т.е. условия, ныне наиболее хорошо изученные.

Сейчас можно считать доказанным, что мощные коры выветривания и продукты ближайшего их переотложения локализируются в узких стратиграфических интервалах. Одновозрастные коры выветривания устанавливаются не только в разных геологических структурах, но и на различных континентах. Иными словами, в геологическом прошлом существовали эпохи, характеризующиеся исключительно интенсивным выветриванием горных пород на огромных территориях, что свидетельствует о господстве обстановок, благоприятных для формирования продуктов выветривания одновременно на больших территориях различных континентов, т.е. эпох со стабильным климатом в большом диапазоне географических широт.

Сейчас трудно, да и вряд ли и следует говорить о каком-то одном ведущем факторе выветривания, определяющем или определявшим в прошлом создание соответствующей обстановки. Очевидно, речь может идти о комплексе факторов, и в этом комплексе кислород атмосферы должен играть одну из главных ролей, ибо процесс формирования кор выветривания — это прежде всего процесс окисления горных пород, т.е. процесс, связанный с расходом кислорода при преобразовании минеральной массы литосферы. Выветривание происходило, естественно, всегда; речь идет только о том, что эпохи интенсивного выветривания в геологической истории Земли сменялись эпохами сравнительно вялого (менее интенсивного) выветривания. На рисунке изображены важнейшие геологические события фанерозоя: эпохи усиления базальтоидного магматизма и гранитообразования, изменение соотношения суши и моря, главнейшие рубежи смены фаун [Рубинштейн, 1967; Страхов, 1963], продуцирование кислорода [Бгатов, 1977], а также эпохи относительно интенсивного корообразования [Казаринов и др., 1969]. На рисунке отчетливо видно, что эпохи



Основные геологические события в фанерозе Земли

Отделы: 1 — нижний, 2 — средний, 3 — верхний; рубж смены фауны: I — главнейший, II — второго порядка; источник информации по списку литературы:

- (*) М.М. Рубинштейн [1967];
- (**) — В.П. Казаринов и др. [1969];
- (***) — В.И. Бчатов [1977].

активизации процессов выветривания находятся в прямой связи с эпохами усиления базальтоидного вулканизма, морских трансгрессий, увеличением продуцирования кислорода и в обратной — с эпохами гранитообразования и смены фаун.

Если стать на точку зрения пульсационного развития Земли, т.е. признать, что эпохи сжатия сменяются эпохами расширения, то неизбежен вывод о том, что усиление корообразовательных процессов происходило в эпохи ее расширения, когда усиливалась роль основного вулканизма, включая рифтогенез, обеспечивающего увеличение выбросов кислорода; когда расширяющаяся акватория, естественно, увеличивает объем фотосинтезирующих морских растительных организмов. И надо полагать, что интенсификация выветривания пород есть реакция природы на появление

избыточного по отношению к другим газам атмосферы кислорода. В этой связи исключительный интерес представляют расчеты Н.П. Семененко [1975], который отметил, что того количества кислорода, которое заключено в современной атмосфере, хватило бы на окисление только 10–15% массы закисного железа, содержащегося в настоящее время в породах верхней зоны литосферы. Следовательно, минеральное состояние этой зоны таково, что с учетом агрессивных свойств кислорода, можно было бы ожидать ее интенсивное химическое преобразование и формирование кор выветривания. Но, как известно, такие процессы, если и происходят в заметных количествах, то только в современной тропической зоне, но и эта точка зрения разделяется далеко не всеми исследователями. Многие отмечают, что коры выветривания здесь представляют собой меловые и палеогеновые реликты.

Итак, мощные окислительные процессы совершаются на Земле не всегда. Они являются ответными реакциями на увеличение количества кислорода в атмосфере. Глубочайшие внутренние связи, установившиеся на заре развития Земли между всеми геологическими явлениями, по-видимому, совершенно необходимы для ее существования. И если какой-либо из движущих развитие Земли факторов начинает ослабевать или усиливаться, приводя к нарушению сложившегося равновесия, то это вызывает ответные реакции. Следовательно, в природе действует принцип Ле-Шателье, т.е. принцип подвижного равновесия. Применительно к рассматриваемой группе вопросов его можно сформулировать так: воздействие какого-либо фактора на равновесную систему Земли вызывает в ней противодействующие реакции, которые стремятся привести систему в первоначальное состояние или уменьшить эффект изменения. Известные ныне коры выветривания и продукты их ближайшего переотложения, как уже отмечалось, приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. По ним в настоящее время делаются небезуспешные попытки совместно с палеонтологическими методами стратифицировать разрезы осадочных толщ и проводить межрегиональные сопоставления и корреляцию разрезов. На рисунке показано стратиграфическое положение продуктов кор выветривания в разрезах осадочных толщ. В природе они выражены в виде горизонтов каолинитов, бокситов, окисных железных и марганцевых руд, вторичных фосфоритов, кварцевых песчаников и многих других полезных ископаемых.

* * *

Уже не один десяток лет коры выветривания и продукты их ближайшего переотложения являются объектом детального изучения с целью поисков важнейших видов минерального сырья. Но тем не менее пока еще многие аспекты генезиса кор выветривания остаются невыясненными. Поэтому остановимся еще на двух совершенно не изученных вопросах, связанных с корами выветривания. Экспериментальными работами, выполненными в СНИИГГиМСе под руководством автора, показано, что свет и атмосферный азот — мощные, постоянно действующие факторы дифференциации вещества литосферы.

Значение света, как носителя энергии, воздействующей на процессы гипергенеза, никем из исследователей до настоящего времени не учитывается, во всяком случае, автору не известны работы, посвященные этому вопросу. Имеются самые общие указания на то, что солнечная энергия — мощный агент выветривания, но при этом всегда предполагается только тепловая энергия. Но горная порода, находящаяся на земной поверхности, подвергается бомбардировке всего солнечного спектра, включая ультрафиолето-

вые и инфракрасные лучи, обладающие огромной разрушительной силой¹.

По своей природе фотохимические реакции направлены на дифференциацию вещества и свойственны только самой верхней пленке земной коры. Эти реакции протекают в условиях электронного возбуждения атомов вещества, слагающего поверхность Земли, и наводят это состояние на подстилающие образования, которые в свою очередь трансформируют его в более глубокие горизонты. Естественно, что этот процесс затухает на определенной глубине в зависимости от начальной энергии фотохимических реакций, времени и состава веществ, вступающих в реакцию. В этом принципиальное отличие экзогенных процессов от эндогенных. Собственно кора выветривания и ее производные продукты не могут формироваться без участия солнечного света.

Вещество под воздействием электромагнитного излучения (фотонов) испускает электроны, т.е. происходит процесс фотоионизации. Первичный акт этого процесса — поглощение фотонов атомами вещества и ионизация с испусканием электронов. В конденсированных средах механизм поглощения фотонов зависит от их энергии. В одних случаях энергия будет поглощаться электронами проводимости или валентными электронами в полупроводниках и диэлектриках, а при энергии, равной работе выхода электронов, может наблюдаться фотоэлектронная эмиссия. Простейший фотохимический процесс в жидкой фазе — перенос электронов, т.е. вызванная светом окислительно-восстановительная реакция. Например, при действии ультрафиолетового света на водный раствор, содержащий ионы Fe, Cr, V и др., электрон переходит от возбужденного иона к молекуле воды.

С целью установления характера влияния светового излучения Солнца на процессы дифференциации вещества автором совместно с А.В. Ваном проведен эксперимент разложения биотита в воде и слабых водных растворах HCl, KOH и HNO₃. Биотит, используемый в эксперименте, имел форму пластинки размером 50 x 30 мм при толщине около 2 мм. Вес каждой отдельной пластинки 5 г. Пластинки были подвешены на капроновых нитях и погружены в вышеназванные растворы, содержащиеся в закрытых химических стаканах. Одна партия образцов подвергалась выщелачиванию под воздействием дневного солнечного света. Часть ультрафиолетового излучения, поглощаемого стеклянными стенками стаканов, компенсировалась дополнительной подсветкой кварцевой лампой. Другая партия выщелачивалась в аналогичных условиях и в одинаковом температурном режиме в условиях полной темноты (при свете производилась только зарядка стаканов растворами). Для этого стаканы были обернуты светонепроницаемой бумагой. Опыт проводился в течение восьми месяцев. Через каждые два месяца выполнялись контрольные анализы химических компонентов, выщелоченных из биотита. При этом все растворы анализировались на кремнезем, глинозем, окислы железа, магния и калия (см. табл.). Стаканы снова заливались свежими растворами и выдерживались очередные два месяца.

По полученным аналитическим данным, за отдельными исключениями, наблюдается отчетливая тенденция более интенсивного выноса основных химических компонентов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO и K₂O) из биотита в условиях выщелачивания при участии солнечного света. Как видно из данных таблицы, вынос химических компонентов в разных растворах происходит неодинаково. Однако в большинстве случаев воздействие солнечного

¹ Для справки: мощность общего излучения Солнца составляет $3,86 \cdot 10^{26}$ Вт, из которых на Землю попадает около $2 \cdot 10^{17}$ Вт. Солнечная постоянная равна $1,95$ кал/см² мин, что соответствует потоку в $1,36 \cdot 10^6$ эрг/см² мин.

Среднее количество выщелоченных из биотита породообразующих химических компонентов (по четырем сериям опытов), мг/л

| Среда | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | K ₂ O |
|-------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------------------|
| H ₂ O (pH 7) | 1,38* | 0,25* | 0,13* | 0,88* | Не обн.* |
| | 1,79 | 0,58 | 0,29 | 0,19 | Не обн. |
| HCl (pH 3) | 1,94* | 0,83* | 0,36* | 1,19* | 0,15* |
| | 4,34 | 1,01 | 0,42 | 1,33 | 0,15 |
| KOH (pH 9) | 2,55* | 0,23* | 0,10* | 0,25* | 4,91* |
| | 4,32 | 0,54 | 0,22 | 0,00 | 7,55 |
| HNO ₃ (pH 3) | 1,85* | 0,48* | 0,22* | 1,22* | 0,33* |
| | 3,11 | 0,68 | 0,16 | 1,92 | 0,12 |

Условия эксперимента: * — в темноте, остальные — при свете.

излучения увеличивало, иногда даже вдвое, количество выщелоченных веществ.

В приложении установленного явления к естественным процессам выветривания оно должно приводить и несомненно приводит к огромному геологическому эффекту, истинный масштаб и суть которого требуют специальных исследований.

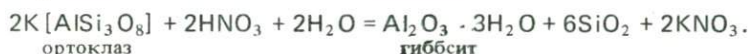
Изучение влияния солнечного излучения на преобразование горных пород должно стать объектом внимания геологов. Причем в данном случае имеется в виду не инфракрасная часть спектра, воздействие которой как носителя тепловой энергии общеизвестно, а более коротковолновые его составляющие: от красной до ультрафиолетовой.

Кому приходилось бывать в сезон дождей на приморских равнинах тропических стран, тот знает, какой силы и как часто проходит здесь грозы, обычно сопровождающиеся ливневыми дождями. Нередки сильные грозы и в степных районах средних широт. Надо полагать, что работа электрических разрядов здесь не остается бесследной. Капли грозового дождя всегда несут в себе растворенную азотную кислоту. Явления выпадения кислых дождей за счет растворенной в ней азотной кислоты описаны в литературе. Так, например, Л.Г.М. Баас Бекинг, И.Р. Каплан и Д. Мур [1963] отмечают pH дождевых вод Нигерии, равный 3. Есть указания, что количество выпадающей с дождями азотной кислоты на Индокитайском полуострове составляет 3,5–5 т [Фагелер, 1935], а в районе Ханоя (Вьетнам) — до 7 т на 1 км² площади [Фридланд, 1963] и т.д. В среднерусской полосе, по данным А.А. Роде [1955], в год выпадает до 15 кг азотной кислоты на 1 га (или 1,5 т на 1 км²). Можно привести и некоторые общие данные. "... На земном шаре за час происходит около 3000 гроз, с общим числом молний около 100 тысяч... в среднем грозовом облаке в общей сложности перемещается около 100 тысяч т воды, грозовые облака играют роль генераторов электричества в атмосфере" [Блютген, 1972, с. 367]. И далее: "Разряд молнии происходит при напряженности электрического поля атмосферы 30 тыс. В/см в сухом воздухе и 10 тыс. В/см при дожде или в облаке. Это дает величину разности потенциалов на пути молнии порядка 10 млн. В и ток силой 200 тыс. А. Возникающие высокие температуры приводят к ионизации газов, содержащихся в воздухе. В результате создаются азотная и азотистая кислоты, которые затем связываются влагой осадков и тонко распыленной в атмосфере аммиачной пылью в азотнокислый аммиак. Последний выпадает с осадками на земную поверхность в примерной концентрации 0,4–16 мг/л" [Там же, с. 369]. Эти данные И. Блютгена базируются на

результатах информации специальных регистраторов молний, установленных на Земле с 1956 г.

Азотная кислота — одна из сильнейших минеральных кислот, способная растворять практически все алюмосиликаты. Поступая в почву в виде водного раствора, она вступает в обменные реакции с минеральной массой литосферы. В этих реакциях заключена важнейшая роль азотной кислоты в обеспечении растительности минеральной пищей из зоны гидролиза. Из недоступного состояния зольные элементы становятся доступными для питания растений. Конечным продуктом выветривания алюмосиликатов при участии в реакции азотной кислоты является каолинит, а в тропических условиях — гиббсит. Эти реакции ускоряются, естественно, в присутствии органических и других неорганических кислот.

Реакции с азотной кислотой полевых шпатов можно представить в виде следующих уравнений:



Азотнокислый калий в результате диссоциации обеспечивает калийное и азотное питание, и в конечном итоге калий покидает профиль коры выветривания. При реакциях с минералами апатитовой группы легко происходит диссоциация и вынос вновь образованных продуктов. Например, $2\text{Ca}[\text{PO}_4]\text{F} + 14\text{HNO}_3 = 3\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 + 7\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 + 2\text{HF}$. Как видно из приведенного уравнения, все полученные продукты являются водорастворимыми и легко могут покинуть профиль выветривания или становятся минеральной пищей растений, что в конечном итоге тоже обеспечивает вынос кальция, фосфора и фтора из профиля выветривания. Можно привести уравнения взаимодействия азотной кислоты с другими минералами. Ясно одно, что ее роль в разложении горных пород огромна. И это должно учитываться при решении вопросов генезиса кор выветривания, тем более что азотная кислота постоянно поступает на поверхность Земли вместе с грозовыми дождями в огромных количествах, если вести счет на геологические отрезки времени.

Идея о влиянии природной азотной кислоты на разложение пород и на рост растений была проверена автором экспериментально. Полученные результаты привели к выводу о необходимости изучения зон современного гидролиза, т.е. горизонтов, заключенных между почвой и коренной породой. Эти исследования должны решать две задачи: 1) изучать законы гидролиза с целью выявления закономерностей формирования таких полезных ископаемых, как россыпи золота, платины, окисленных руд и т.д., 2) выяснения законов обеспечения растений минеральным питанием. Этот интереснейший вопрос по непонятным причинам остается пока за пределами внимания и геологов, и почвоведов. Система горная порода — почва — растительный мир — атмосфера должна стать предметом специального глубокого и всестороннего анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Баас Бекинг Л.Г. М., Каплан И.Р., Мур Д. Пределы колебаний рН окислительно-восстановительных потенциалов в природных средах. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Иностран. лит. 1963, с. 11—85.
- Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы: Статья 1. Происхождение. Новосибирск, 1976, с. 3—22. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 218).

- Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы: Статья 2. Развитие. Новосибирск, 1977, с. 20—40. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 250).
- Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы: Статья 3. Жизнь. Новосибирск, 1979, с. 4—18. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 278).
- Блютген И. География климатов. М.: Прогресс, 1972. Т. 1. 428 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Виноградов А.П., Кутюрин В.М., Задорожный И.К. Фракционирование изотопов атмосферного кислорода. — Геохимия, 1959, № 3, с. 195—205.
- Виноградов В.И. Сколько лет океану? — Природа, 1975, № 12, с. 50—57.
- Казаринов В.П., Бгатов В.И. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 454 с.
- Роде А.А. Почвоведение. М.; Л.: Гослесбумиздат, 1955. 524 с.
- Рубинштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных геохронологии. — Геотектоника, 1967. № 2, с. 21—31.
- Семеновко Н.П. Континентальная кора. Киев: Наук. думка, 1975. 198 с.
- Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1967, вып. 2, с. 5—13.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1968. 535 с.
- Фазелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М., 1935. 129 с.
- Фридланд В.М. Кора выветривания Северного Вьетнама. — В кн.: Кора выветривания, М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 241—258.
- Шляпникох И.Я. О торможении фотосинтеза кислородом. — ДАН СССР, 1954, т. 99, № 1, с. 141—144.

УДК 552.55:551.261:551.71

И.В. Хворова

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Проблема кремненакопления привлекла к себе особое внимание после известной статьи Н.С. Шатского [1954], в которой развивалась идея о значении вулканогенного источника SiO_2 в формировании кремнистых осадков. Новый импульс исследований был связан с представлениями об океанической природе геосинклиналей на ранней стадии их формирования [Пейве, 1969]. Широко используется сравнительный анализ геосинклинальной и океанской седиментации, в том числе кремнистой. К настоящему времени накопилась обширная информация о вещественном составе и петрографических особенностях кремнистых пород, о их парагенезах, о фациальнопалеогеографических условиях образования. Определились точки зрения на генезис кремнистых осадков, в частности на роль вулканогенного источника SiO_2 . Много меньше внимания уделялось вопросу эволюции кремненакопления, хотя еще в 1956 г. Г.А. Каледа впервые обратил внимание на изменение характера кремненакопления в геологической истории и установил главные рубежи этих изменений. В последующих работах, посвященных эволюции седиментогенеза, рассматривались главным образом причины изменения кремненакопления между докембрием и фанерозоем [Страхов, 1963; Ронов, 1964]; фанерозойская же история этого процесса привлекала к себе недостаточно внимания. В данной статье сделана попытка подробнее рассмотреть именно этот вопрос, по возможности не останавливаясь на дискуссионных генетических представлениях.

Как известно, пропагандистом постановки исследований, касающихся эволюции геологических процессов, давно уже выступает А.Л.Яншин,

но в полной мере возможности развития проблемы появились после проведения в большом масштабе океанского бурения.

Кремненакопление было довольно широко распространено в геосинклинальных и платформенных бассейнах прошлого, а также в океанах, где происходит и сейчас. В каждой из упомянутых обстановок кремнистые породы обладают своеобразными чертами, причем это определяется не только различным характером бассейнов, но и влиянием общей эволюции кремнеобразования.

Геосинклинальное кремненакопление. Его эволюцию можно рассмотреть в двух аспектах: 1) изменение в связи с развитием самой геосинклинали и 2) изменение в геологической истории.

Как известно, в каждой геосинклинальной системе присутствуют формации, существенная составляющая которых — кремнистые породы (силициты). Региональные условия накладывают очень сильный отпечаток на состав и строение таких формаций, поэтому они весьма разнообразны, однако главные, определяющие парагенезы в них довольно устойчивы.

Для раннегеосинклинальных стадий, очевидно связанных с раздвигами и формированием "новой океанической коры", характерны эффузивно-кремнистые ассоциации. Эффузивы здесь представлены базальтоидами (часто спилитами) — продуктами подводных излияний. Нередко в верхней части толщ основных эффузивов и над ними локально присутствуют кислые вулканы. Среди кремнистых пород выделяются два главных типа: яшмы и фтаниты (железисто-кремнистые и углеродисто-кремнистые осадки).

Яшмы тяготеют к верхам базальтоидных накоплений и образуют над ними пачки и толщи. Они занимают то же положение, что кислые вулканы. Площадь развития яшм шире, чем эффузивов, но с удалением от вулканической зоны их становится все меньше. Количество яшм в различных регионах разное. Иногда это довольно выдержанные и мощные горизонты (до первых сотен метров), а иногда лишь небольшие линзы, тесно связанные с вулканиками. "Яшмовые осадки" отлагались чаще в относительно глубоководных условиях, хотя известны и мелководные их разновидности. Локально яшмы обогащены железом и марганцем (вплоть до рудных концентраций), в них при этом резко повышено содержание определенных малых элементов, и они обладают высокомолекулярными железомарганцево-титановым модулем. Все это указывает на большую роль вулканогенного выноса в формировании яшм.

Фтаниты тоже характерны для раннегеосинклинальных формаций, иногда образуют мощные толщи, латерально сменяющие эффузивные и яшмово-эффузивные комплексы. Хотя существует четкая тенденция к пространственному обособлению фтанитов и яшм, между ними наблюдаются переходы. Фтаниты дальше яшм распространяются за пределы вулканических зон, и главная область их развития — краевые части эвгеосинклинальных бассейнов. "Фтанитовые осадки" обогащены органическим веществом и фосфором, что, по-видимому, определяется приуроченностью к зонам апвеллинга. Такие осадки отличаются от "яшмовых" низким содержанием "эксплазивных элементов", и генетическая связь их с вулканическим выносом менее четкая. Известны и металлоносные фтанитовые толщи, ассоциирующие с известняками и развитые вне областей развития вулканических пород. Они концентрируются в краевых частях геосинклинальных прогибов, примыкающих к срединным массивам [Хераскова, 1979]. Вопрос об источнике металлов, и тем более кремнезема, здесь остается дискуссионным.

На более поздних стадиях (островодужных) широкое развитие в гео-

синклиналях получают туфо-кремнистые ассоциации. Они образованы ритмичным чередованием туфов разной гранулометрии и любой основности, кремнистых туффитов и силицитов (зеленые и серые кремни, фтанитоиды). Кремненакопление здесь обычно сильно подавлено обломочной седиментацией, хотя временно и местами возникают высококремнистые пачки. Следует подчеркнуть, что, говоря о временном соотношении эффузивно-кремнистых и туфово-кремнистых (островодужных) комплексов, как более ранних и более поздних, имеется в виду только общая тенденция. Они могут существовать и одновременно, характеризуя разные зоны геосинклинальной системы. Кремнисто-туфовые ассоциации в фанерозойской истории устойчивы (за исключением состава органических остатков), являются "сквозными" и мало дают для познания общей эволюции кремнистой седиментации.

На заключительных стадиях геосинклинального развития вместе с уменьшением или исчезновением вулканических проявлений силицитов становится меньше, и они ассоциируют с любыми отложениями, характерными для того или иного бассейна (граувакковыми, глинистыми и карбонатными). Силициты здесь представлены разными типами, но яшм нет.

Таким образом, с развитием геосинклинали намечается определенное изменение кремнистой седиментации. Кремнистые породы обогащают преимущественно нижнюю часть разреза, наиболее насыщенную основными эффузивами. Особенно характерно присутствие здесь яшм. Однако это лишь общая тенденция. История развития геосинклинальных систем сложная, и в их пределах эффузивно-яшмовые комплексы могут появляться на нескольких временных уровнях в связи с раскрытием новых "рифтогенов".

Заканчивая рассмотрение геосинклинального кремненакопления, следует отметить, что в некоторых геосинклиналях, несмотря на обилие вулканитов, кремнистых пород, в частности яшм, очень мало или нет. Это относится, например, к Среднему Уралу, Британским островам и некоторым другим районам. Как показал анализ конкретного материала, такое "отклонение от правила" не связано с палеогеографическими условиями, а обусловлено, по-видимому, особенностями вулканизма.

Вулканиты, с которыми ассоциируют яшмы, обычно представлены спилитами (главным образом в палеозое) или базальтами. Локально вместе с ними присутствуют кремнекислые эффузивные и субвулканические образования (липариты, кварцевые кератофиры), причем в целом их немного. В тех раннегеосинклинальных формациях, где яшм нет, вулканиты несколько отличны от типичных раннегеосинклинальных. Так, на Среднем Урале, в нижней части разреза — это последовательно дифференцированная серия: базальт-андезит-липаритовая (пландовер — нижний лудлов), сменяющаяся базальт-ортофировой (верхний лудлов — нижний девон). Осадочные породы здесь — известняки и туффиты. В Уэльсе вулканизм тоже отличался дифференцированностью, причем большое значение имели липариты, в том числе игнимбриты. Кремнистых осадков здесь мало, но там, где появляются мощные спилитовые толщи, кремнистый материал выполняет пространство между лавовыми подушками и образует прослой. Таким образом, по-видимому, формирование "яшмовых осадков" связано не с вулканизмом вообще, а с контрастно-дифференцированными¹ или недифференцированными (однородными базальтовыми) сериями.

В фанерозойской истории геосинклинальное кремненакопление претерпело некоторые изменения: начиная со среднего палеозоя в эвгеосинклинальных разрезах уменьшилось значение фтанитов, а в кайнозое эффузивно-

¹ Там, где кремнекислые породы обильны, кремнистых пород немного или нет.

кремнистые формации исчезли (в палеогене они еще встречаются, но их чрезвычайно мало).

Эффузивно-яшмовые комплексы присутствуют почти в каждой палеозойской и мезозойской геосинклинальной системе (см. рисунок). В палеозое они сосредоточены в основном в интервале кембрий—девон. Яшм много на Южном Урале, в разных прогибах Казахстана, в Тянь-Шане; они присутствуют в некоторых районах Монголо-Охотского пояса, в Аппалачах, Кордильерах, в Австралии. Яшмы встречаются также в некоторых позднепалеозойских геосинклиналиях западной ветви Тихоокеанского подвижного пояса.

В мезозойских геосинклиналиях яшмы концентрируются в прогибах (трогах) двух планетарных поясов: Тетиса и Тихоокеанского обрамления [Геологическое..., 1966; Хворова, 1968; Grünau, 1965]. Яшмы здесь тоже ассоциируют с основными вулканитами; латерально они часто сменяются известняками, отлагавшимися на соседних поднятиях. В Тихоокеанском обрамлении формации с яшмами более "насыщены" обломочным материалом (терригенным и вулканокластическим), но в целом имеют тот же состав и также ассоциируют с подводными излияниями базальтов.

Рассматривая в целом распространение яшм в фанерозое (см. рисунок), можно сказать, что они присутствуют во всем разрезе палеозоя и мезозоя (в отдельных случаях встречаясь и в палеогене), но распространены неравномерно. Их много в интервале кембрий — средний ордовик, поздний силур — девон, поздний триас — мел (с максимумом в юре); некоторое обогащение яшмами намечается в перми. Такое размещение яшм в общих чертах соответствует распределению офиолитов, которые, как показал В.Е. Хаин [1979], формировались на протяжении всего фанерозоя, но процесс этот протекал неравномерно: периоды его усиления сменялись периодами ослабления. К первым относится конец кембрия — ранний палеозой и поздний триас — юра, а также силур—девон (в меньшей степени) и на некоторых участках Тихоокеанского пояса — конец палеозоя.

Фтанитовые толщи в палеозойских геосинклиналиях тяготеют к интервалу кембрий — силур, в небольшом количестве присутствуя в девоне и карбоне. В мезозойских геосинклинальных разрезах их чрезвычайно мало¹ (во всяком случае в типичном выражении). Одновременно здесь возрастает количество карбонатных пород.

Обилие "фтанитовых осадков" в раннем палеозое — силуре обусловлено, очевидно, тем, что этот интервал времени вообще характеризуется повышенным накоплением органического вещества в морских бассейнах [Жарков, Яншин, 1980].

В кайнозойских геосинклиналиях кремнисто-эффузивных комплексов почти нет. Только на некоторых участках мезозойских поясов яшмообразование "доживает" до палеогена.

Рассматривая в целом изменение эффузивно-кремнистых геосинклинальных формаций в фанерозое, можно констатировать, что, во-первых, в палеозое они содержали много и яшм, и фтанитов, а в мезозое резко преобладали яшмы; во-вторых, в палеозойских геосинклиналиях кремнистые породы часто ассоциировали с контрастно-дифференцированными вулканическими сериями (спилиты и кварцевые кератофиры), а в мезозое — преимущественно с однородными недифференцированными базальтоидами.

Платформенное кремненакопление. В палеозойских платформенных бассейнах кремнистые осадки не имели широкого развития и не образовы-

¹ В миогеосинклинальных разрезах фтанитоподобные породы встречаются и в более молодых толщах.

| Стратиграфические подразделения | Г е о с и н к л и н а л ь | | Платформы | Океаны |
|---------------------------------|---------------------------|--------------------------|-----------------|------------------|
| | Я ш м ы | Ф т а н и т ы | | |
| | | | | Диатомиты, опоки |
| N | | | | |
| P | | 28 30 | | |
| K ₂ | | 23 34 37 | | |
| K ₁ | | 25 27 ^a 32 | | I II III |
| J | 14 15 16 17 | 22 24 29 31 33 37 38 40 | | |
| T | 18 | 21 31 ^a 31 | 53 | |
| P | | 36 | | |
| C | | 29 31 ^a 31 35 | 48 | |
| D | 10 | | 42 47 48 | |
| S | 2 3 4 | | 42 | 50 |
| D | 2 | 31 | 41 42 | 52 |
| E | 12 5 11 | | 42 ^a | 51 |
| | 3 5 6 7 12 13 | | 43 44 46 49 50 | 45 |

Схема стратиграфического размещения разных типов кремнистых пород

1-40 — районы развития яшм: 1 — Норвегия, Шотландия, Уэльс, 2 — Южный Урал, 3 — Казахстан, 4 — Тянь-Шань, 5-10 — Монголо-Охотский пояс (5 — Южная Монголия, 6 — хр. Джагда, 7 — Малый Хинган, 8 — Забайкалье, 9 — Шантарские о-ва, 10 — восточная часть Агинского поля), 11 — Кордильеры, 12 — Австралия, 13 — Аппалачи, 14 — Марокко, Испания, 15 — Восточные Альпы, 16 — Центральные Альпы, 17 — Апеннины, 18 — Греция, 19 — Кипр, Крит, 20 — Динариды, 21 — Сирия, 22 — Турция, 23 — Карпаты, 24 — Малый Кавказ, 25 — Оман, 26 — Иран, 27 — Андоманские о-ва, Бирма, 28 — о-в Калимантан, 29 — Корякский хребет, 29^a — Восточная Камчатка, 30 — о-в Сахалин, 31 — Япония, 31^a — хр Сихотэ-Алинь, 32 — Филиппинские о-ва, 33 — о-в Сулавеси, 34 — о-в Новая Каледония, 35 — о-ва Новая Зеландия, 36 — п-ов Аляска, 37 — Олимпик (штат Вашингтон), 38 — п-ов Калифорния, 39 — Гватемала, 40 — Патагонские Кордильеры; 41-53 — районы развития геосинклинальных фтанитов: 41 — Саксо-Тюрингия, 42 — Южный Урал, 42^a — Полярный Урал, 43 — Казахстан, 44 — Тянь-Шань, 45 — Западные Саяны, 46 — Монголо-Охотский пояс, 47 — Верхоянско-Колымская область, 48 — Сихотэ-Алинь, 49 — Кордильеры, 50 — Австралия, Тасмания, 51 — горы Учита, 52 — Ньюфаундленд, 53 — Корякский хребет; платформенные опал-кристаллитовые толщи ("опоковая формация"): I — юго-запад Восточно-Европейской платформы, II — Южно-Русский бассейн, III — Западно-Сибирский бассейн; штриховка — периоды интенсивного офиолитообразования, по В.Е. Хаину

вали "самостоятельных накоплений"; они обычно ассоциировали с карбонатными отложениями и нередко пространственно и хронологически были связаны с геосинклинальными кремнистыми толщами, представляя их продолжение в краевые части платформ. Резкие изменения произошли в середине мезозоя; расцвет диатомовых водорослей привел к появлению нового типа кремнистых осадков и изменил характер размещения кремне-накопления. Возникла новая платформенная формация — "опоковая", состоящая из опок, трепелов и диатомитов. Кремнистые осадки отлагались в периферической зоне относительно мелководных морей, окаймлявшей низменный континент и острова. Лучшими, уникальными примерами таких морей были Западно-Сибирский и Южно-Русский бассейны. В целом кремне-накопление тяготело к их северным участкам, сменяясь в южном направлении карбонатообразованием.

В Южно-Русском бассейне [Атлас..., 1961; Дистанов, 1974] господствующим седиментационным процессом было карбонато- и глинообразование, которые в прибрежной зоне (на севере) сменялись песчаными выносами. Кремне-накопление было по времени неравномерным и тяготело к периферии песчаных накоплений. Кремнистые осадки почти совсем отсутствовали в сеномане, эоцене и олигоцене, а максимальное их развитие имело место в сантон-кампане и палеоцене.

В Западно-Сибирском море [Балабанова и др., 1959; Казанский, 1964; Казаринов, 1963] преобладала терригенная седиментация, подчиненное значение имело карбонато- и кремне-накопление, проявлявшиеся во времени неравномерно. Кремнистые породы встречаются во всех подразделениях морского палеогена и верхнего мела (кроме сеномана), но широко развиты в сантон-кампане и нижнем эоцене. Как будто бы каждая "волна" кремне-накопления начиналась на северо-западе и отсюда распространялась на юг и юго-восток; существует предположение, что на формирование кремнистых осадков оказывали влияние холодные течения, проникавшие из полярного океана [Галеркина, 1959]. Когда открывалось сообщение с южными морями (маастрихт) и в бассейн проникали теплые воды, карбонато-накопление вытесняло кремнеобразование.

Мы видим, что в обоих бассейнах вспышки кремне-накопления, хотя и не были вполне синхронны, но по времени довольно близки.

В эпиконтинентальных морях известны кремнистые породы и в неогене, но в общем их мало.

Периодическое широкое развитие кремнистых осадков в платформенных морях одни исследователи связывают с эпохами глубокого химического выветривания пород питающей провинции, другие — преимущественно с влиянием океана или соседнего геосинклинального бассейна [Сеньковский, 1980].

Океанское кремне-накопление. Закономерности размещения молодых и современных кремнистых осадков в океанах установлены океанологами [Лисицын, 1966, 1978]. Напомню, что интенсивное кремне-накопление приурочено к трем широтным поясам высокой биологической продуктивности и к локальным зонам апвеллинга: в пределах указанных поясов на распределение кремнистых осадков влияет батиметрия: на участках, где дно расположено выше критической глубины карбонатообразования, эти осадки сменяются известковыми. Кремне-накопление в океанах не обнаруживает связи с вулканизмом. Над базальтами нередко отмечается обогащение осадков железом, но концентрации SiO_2 не наблюдается. Вместе с тем в активных вулканических зонах океана (на срединных хребтах и в рифтах) установлена подводная гидротермальная деятельность и вынос не только металлов, но и кремнезема. Очевидно, последний рас-

сеивается в гидросфере и частично идет на формирование смектитов. Только в особых условиях, при наличии "ловушек", подобных встречающимся в Красном море, возможно образование железисто-кремнистых илов.

Бурение позволило выявить основные черты океанского кремненакопления в прошлом [Левитан, Богданов, 1980; Ramsay, 1973]. В неогене характер распределения кремнистых (и известково-кремнистых) илов в целом сходен с современным. Здесь тоже различаются три главных пояса опаловой органогенной седиментации. В олигоцене прослеживается экваториальный пояс высокой продуктивности (кремнистые илы в Тихом океане и карбонатные в Атлантическом), данных же о высокоширотных поясах недостаточно. В палеоцене и эоцене опаловые осадки, если их поместить на воссозданную схему положения континентов [Ramsay, 1973], вырисовывают экваториальный и часть южного пояса; при этом первый, в отличие от более молодых эпох, простирался в Атлантику. Кроме опаловых осадков, в разрезе мел-палеогена появляются "твердые кремни" (кристобалитовые и кварцевые), являющиеся хорошим сейсмическим отражательным горизонтом (горизонт А). Его считали среднеэоценовым, однако сейчас получено много данных о присутствии относимых к горизонту А кремней на разных уровнях в палеогене, а также сеномане и кампане, хотя в эоцене действительно их особенно много. Нетрудно заметить, что в общих чертах это совпадает с развитием кремненакопления на платформах.

По данным океанологов [Левитан, Богданов, 1980], попытавшихся дать картину распределения абсолютных масс SiO_2 , в доэоценовый период кремненакопление не играло существенной роли в океанской седиментации, и протяженные пояса кремненакопления отсутствовали; в эоцене формируется экваториальный пояс, и интенсивность садки кремнезема возрастает; с миоцена этот процесс резко усиливается и возникают приполярные "кремнистые" пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новый материал, полученный как при бурении в океанах, так и при изучении офиолитов, подтвердил прежний вывод о существенном изменении кремнистой седиментации в меловом периоде. В середине последнего возникла новая кремнистая платформенная формация ("опоковая") и началось океанское кремненакопление. На это же время падают "вымирание" эффузивно-кремнистых геосинклинальных формаций и "утрата" связи кремнеобразования с подводной вулканической деятельностью. Менее четкий рубеж в изменении кремнистой седиментации намечается в среднем палеозое; он проявился в сокращении количества фтанитов в эвгеосинклинальных формациях и в увеличении роли известняков. В целом это привело к некоторому уменьшению кремнистости раннегеосинклинальных отложений в позднем палеозое и мезозое (количественно оценить эти различия невозможно).

Возникает вопрос о причинах упомянутых изменений, и здесь пока можно высказать лишь предположения. Твердо установлен только факт изменения состава организмов с кремневым скелетом на упомянутом рубеже (середина мела); в это время произошел расцвет диатомовых — самых сильных "потребителей" кремнезема гидросферы. Диатомовые осадки становятся широко распространенными как в океанах, так и в платформенных морях. Известно, что приблизительно на том же рубеже (середина мезозоя) появились кокколитофориды и планктонные фораминиферы. Иначе говоря, в это время резко изменился биогенный компонент

исходного осадочного материала (петрофонда), что должно было особенно существенно сказаться на пелагической седиментации.

Появление диатомовых может объяснить возникновение нового типа кремнистых осадков и распространение их в новых "фациальных обстановках". Однако это не снимает вопроса о причинах изменения соотношения подводного вулканизма и кремнеобразования.

Большинство исследователей полагают, что раннегеосинклинальные бассейны располагались на коре океанического типа, в них широко были распространены относительно глубоководные осадки, а для вулканических проявлений характерны подводные базальтовые излияния. С последними локально был связан вынос железа, марганца и определенных малых элементов, набор которых близок к обнаруженному на хорошо изученном Восточно-Тихоокеанском поднятии. Все это позволило сопоставлять эффузивно-яшмовые комплексы геосинклиналей с образованием спрединговых зон (хребтов). В ряде случаев геосинклинальные бассейны больше соответствуют окраинно-океаническим морям (типа Филиппинского), чем собственно океанам; но и здесь упомянутые комплексы отвечают зонам раздвига.

На хребтах в зонах спрединга базальты обычно покрываются известняками, над которыми с удалением от хребта могут появляться силициты (это объясняют опусканием плит ниже критической глубины карбонатообразования при их движении в сторону от хребта). В геосинклиналях же наблюдается обратная картина: над базальтами (спилитами) залегают яшмы, которые латерально или вверх по разрезу иногда замещаются известняками. На такое отличие неоднократно обращали внимание, но попытка объяснить его не увенчалась успехом. В частности, высказывалось предположение, что геосинклинальные базальтоиды формировались не в зоне хребтов, а представляют собой абиссальные излияния. Однако признаки "абиссальной обстановки" в рассматриваемых эффузивно-яшмовых комплексах отсутствуют. Вероятно, объяснение упомянутому отличию надо искать либо в общей фациальной обстановке, либо в особенностях вулканизма.

Рассматривая общую тенденцию эволюции состава океана и атмосферы, некоторые геохимики [Ронов, 1964] пришли к выводу, что общий объем морской гидросферы постепенно увеличивался (по мере развития процессов дегазации мантии). Это увеличение происходило неравномерно. В фанерозойской истории вторая половина мезозоя была временем заметного увеличения объема вод Мирового океана. Если исходить из такой концепции, то прежние геосинклинальные бассейны океанической стадии должны были быть более мелководными, чем современные океаны и краевые моря. При этом в геосинклиналях хребты, связанные со спредингом, должны были располагаться на значительно меньшей глубине, чем океанские, и вулканогенный кремнезем мог поступать в пределы "радиоляриевой зоны" (около 500 м), стимулировать развитие радиолярий и, следовательно, кремненакопление [Хворова, 1980]. В некоторых районах действительно, устанавливаются признаки мелководного происхождения вулканогенно-яшмовых комплексов. Однако, предполагая меньшую глубину геосинклинальных бассейнов, мы впадаем в противоречия, так как в мелководных условиях возможно образование не силицитов, а известняков. Местами последние присутствуют (причем иногда они частично или полностью окварцованы и ожелезнены), но в общем их мало. Это можно объяснить как высоким положением уровня карбонатной компенсации в прошлом (что многими постулируется), так и неблагоприятным влиянием поступающих "вулканогенных" кислых газов и углекислоты.

Предполагается [Ронов, 1964], что в послепротерозойские периоды происходило снижение среднего уровня парциального давления CO_2 в системе атмосфера—океан; величина его, очевидно, особенно упала в меловое время в связи с извлечением огромных масс карбоната кальция. Это должно было сказаться на критической глубине карбонатакопления, значительно увеличившейся, и в прошлом уровень карбонатной компенсации был выше. По данным некоторых исследователей, в конце позднего мела он достигал в Атлантическом океане фотической зоны. Однако нельзя только этим объяснить упомянутое отличие в соотношении эффузивных и осадочных пород океанов и геосинклиналей. Например, на о-ве Кипр выше лав лежат кампанские радиоляриты, над которыми развиты маастрихтские известняки (обычная геосинклинальная последовательность). Так как указанные толщи относятся к верхнему мелу, то общие глобальные причины не могут объяснить наблюдаемой последовательности толщ. Очевидно, здесь сказывались и местные условия. Скорее всего это могло быть интенсивное поступление SiO_2 и CO_2 в составе эксгаляций.

Разбирая в целом причину разного соотношения эффузивных и кремнистых пород в геосинклиналях и океанах, необходимо в сравнительном аспекте обратиться и к вулканическим толщам. В обоих случаях, судя по данным петрологов, это преимущественно толеитовые базальты. В океанах они практически всегда не дифференцированы или дифференцированы очень слабо. В палеозойских геосинклиналях довольно много контрастно-дифференцированных серий с риолитами (кварцевыми кератофирами), которые, однако, по объему резко подчинены основным породам. В соответствующих мезозойских комплексах кремнекислые вулканы редки. Таким образом, намечается некоторая эволюция вулканизма от контрастно-дифференцированного в палеозойских геосинклиналях до недифференцированного базальтового в океанах. Так как геосинклинальные яшмы занимают по отношению к базальтоидам то же положение, что и кремнекислые вулканы, то возникает предположение о возможной роли магматической дифференциации и в поставке "глубинного" кремнезема в бассейны седиментации. Если такое предположение принять, то очевидно, что в прошлом поступление вулканогенного кремнезема было интенсивнее.

В общем надо сказать, что, хотя основные черты изменения кремнеаккумуляции в фанерозойской истории вырисовываются достаточно четко, причины, определяющие эти изменения, остаются довольно загадочными. Вероятно, раскрыть их можно, лишь систематически и целенаправленно изучая изменение в геологической истории всех седиментационных процессов и их корреляцию, а также принимая во внимание эволюцию ландшафтов и магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Ч.II.
- Балабанова Т.Ф., Галеркина С.Г., Грибков В.В. и др. Фации мезо-кайнозоя западной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Геология и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности. Л.; М.: Недра, 1959, с. 183—227. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 140).
- Галеркина С.Г. Стратиграфия верхнемеловых и третичных отложений Березовско-Мало-Аглынского района. — Там же, с. 139—167.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса/ Отв. ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 511 с.
- Дистанов У.Г. Осадочные опал-кристаллитовые породы СССР: Автореф дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974.
- Жарков М.А., Яншин А.Л. Эволюция сульфатакопления в геологической истории. —

- В кн.: Международный геологический конгресс. XXVI сессия: Доклады советских геологов. Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Раздел III. Эволюция осадкообразования в геологической истории. Л.: Недра, 1980, с. 96—102.
- Казанский Ю.П.* Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1964.
- Казаринов В.П.* Осадочные серии и тектонические фазы мезозой-палеогена Сибири. — Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1963, вып. 20, с. 5—14.
- Каледя Г.А.* Периодизация геологической истории кремнезема. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та. 1956, кн. 3/4, с. 277—291.
- Левитан М.А., Богданов Ю.А.* Эволюция океанского кремненакопления и некоторые аспекты формирования кремневых стяжений. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1980, с. 159—173.
- Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 90—191.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978, с. 392
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Ронов А.Б.* Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
- Сеньковский Ю.Н.* Кремненакопление в мелу на континентальной окраине Тетисной части Европейского блока. — В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1980, с. 174—182.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Хаин В.Е.* Об основных эпохах офиолитообразования и истории Земли. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 147—158.
- Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование. М.: Наука, 1968, с. 9—136.
- Хворова И.В.* Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличия от океанского. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXVI сессия: Доклады советских геологов. Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Раздел III. Эволюция осадкообразования в геологической истории. Л.; Недра, 1980, с. 92—96.
- Хераскова Т.Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979, с. 5—37.
- Шатский Н.С.* О марганценосных формациях и металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
- Grünaу H.R.* Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. — *Eclog. geol. helv.*, 1965, vol. 58, N 1, p. 157—208.
- Ramsay A.T.S.* A history of organic siliceous sediments in oceans. — In.: *Organisms and continents through time*. L., 1973, p. 199—234. (Spec. Paleontol., N 12).

А.И. Анатольева

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КРАСНОЦВЕТНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

"... Актуальной задачей современной литологии следует считать отнюдь не принципиальное утверждение наличия необратимой эволюции осадочного процесса — это уже пройденный этап развития науки, а раскрытие конкретных черт этой эволюции, показ ее на деле. Сделать это можно лишь конкретным, детальным, фактическим сопоставлением современного и древнего осадкообразования"

Н.М. Страхов [1954, с. 687].

Более 2 млрд. лет на обширных пространствах земной поверхности неоднократно и с различной интенсивностью продолжается красноцветная седиментация. Ее начало относится, возможно, к архею, но следы наиболее ранних проявлений существенно затушеваны позднейшими процессами метаморфизма, вследствие чего очень трудно установить, какой ранее облик имели ныне красноцветные отложения древнейших геологических эпох. Можно, однако, утверждать, что на рубеже архея и протерозоя уже существовала принципиальная возможность накопления красноцветных толщ, чему способствовали следующие факторы: а) в атмосфере существовал свободный кислород, б) на стабильных участках земной коры появились первые континентальные ландшафты, в) в условиях преобладания жаркого климата из областей сноса в бассейны седиментации начал поступать пигментирующий железистый материал. Стоит подчеркнуть, что сложным взаимодействием названных главнейших факторов формируются условия, необходимые для образования континентальных красноцветных отложений любого возраста. Соответственно в новейшее время, так же как и в самые отдаленные эпохи, как можно видеть, действовали одни и те же геологические причины, обусловившие красноцветное породообразование.

Накопление красноцветных отложений во все геологические эпохи происходило преимущественно на обширных равнинах с одной стороны примыкавших к обрамляющим их горным сооружениям, с другой — переходивших в приморские равнины, временами перекрываемые морскими водами. У горных сооружений накапливались мощные толщи пролювиальных отложений, предгорные равнины плащеобразно перекрывались аллювиальными, озерными и дельтовыми отложениями, по латерали переходящими в сероцветные морские толщи. В непосредственной близости от невысоких гор и выровненных плато, где формировались коры выветривания, накапливались механически перетолженные продукты этих гор и другие континентальные отложения. Кроме того, на тех участках земной поверхности, где резко проявлялось физическое разрушение пород, возникали золотые образования.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал, свидетельствующий о том, что процессы красноцветной седиментации на протяжении геологической истории не оставались постоянными и что их изменения следовали за общим развитием осадочной оболочки Земли и ее атмосферы, гидросферы и биосферы [Анатольева, 1971, 1972, 1978, 1980].

Сравнительное изучение разновозрастных красноцветных формаций на парагенетической основе позволило выявить общую смену одних типов формаций другими в разрезе осадочной оболочки Земли. В частности, установлено, что только меденосные и осадочно-вулканогенные красноцветные формации сохранялись на различных стратиграфических уровнях докембрия и фанерозоя; гематитовые же формации принадлежали главным образом позднему докембрию; эвапоритовые появились в кембрии, а угленосные и бокситоносные начинают встречаться в разрезах только с карбона. Таким образом, отмечается изменчивость красноцветных формаций во времени, что позволяет выделить среди них сквозные, отмирающие и зарождающиеся типы.

Появление в те или иные отрезки геологического времени новых, ранее отсутствовавших типов красноцветных формаций, связанных с поворотными моментами в истории развития седиментационных процессов, позволяет сосредоточить внимание не только на рассмотрении особенностей строения и состава своеобразных формаций, но и подойти к решению вопроса о причинах их эволюции. Однако до настоящего времени остается неясным, чем контролировались наиболее существенные изменения осадочного красноцветного породообразования? Какие причины, процессы, явления и как именно влияли на красноцветное породообразование в те или иные отрезки геологического времени?

Важнейший фактор, определяющий возможность появления красноцветных отложений на земной поверхности, — наличие свободного кислорода в атмосфере Земли. Даже при самом ограниченном его количестве могли осуществляться процессы окисления многих элементов, в том числе и железа [Руби, 1957], а следовательно, сохранялась возможность образования красноцветных отложений. Огромная продолжительность процессов красноцветной седиментации указывает на сохранение на земном шаре в течение длительного периода, начиная с раннего протерозоя (возможно, и намного раньше) и до настоящего времени, условий, благоприятствующих окислительным реакциям, а следовательно, и образованию континентальных красноцветных отложений. Так как обстановка, необходимая для образования красноцветных отложений, создается в континентальных условиях, следует выяснить, на каком этапе геологической истории Земли такие условия стали возможными? По данным Е.В. Павловского [1962], уже на рубеже архея и протерозоя (2,5–2,7 млрд. лет) после завершения нуклеарной стадии развития Земли возникли первые стабилизированные континентальные массивы (протоплатформы), на которых стали накапливаться красноцветные отложения.

Поскольку континентальная красноцветная седиментация обнаруживает тесную связь с особенностями рельефа земной поверхности, было бы важно проследить изменения морфологии континентальных участков Земли, которые позволят проследить эволюцию рельефа в областях красноцветной седиментации различных геологических срезов.

Проблема восстановления былого облика земной поверхности, определяемого типичными чертами строения древних континентальных ландшафтов, возможна на основе сопоставления современного и древнего красноцветного осадконакопления. Иными словами, реконструировать палеоландшафты можно прежде всего путем непосредственного сравнения их с теми ландшафтами, которые наблюдаются на земной поверхности в настоящее или в недавнее время. При этом могут быть, конечно, внесены любые поправки на возможные отклонения, обусловленные различиями древних и современных ландшафтов вследствие общей эволюции тех или иных факторов, оказывающих влияние на их формирование.

Опираясь на сравнительно-литологическое изучение осадочных комплексов, формирующихся в современной обстановке, и основываясь на актуалистических построениях, можно выделить соответствующие этим комплексам древние континентальные отложения и определить типичные для них реликтовые признаки, по которым может быть установлен характерный облик палеоландшафтов. Поскольку древние ландшафты запечатлены в продуктах седиментаций, восстановление их может быть осуществлено главным образом на основе изучения типовых формаций, выявляющих фациальные сочетания, вскрывающие связи процессов седиментации с рельефом.

Разрабатывая проблему типизации ландшафтов, с которыми связано накопление красноцветных отложений, с позиций актуализма можно выделить следующие их типы: 1) пустыни, 2) всхолмленные плато, 3) предгорные равнины (пъедмонты), включающие шлейфы пролювиальных и речных конусов выноса, 4) великие аллювиальные равнины со сложно распределенными внутри них погребенными речными долинами и озерами, 5) прибрежные равнины с пляжевыми, дельтовыми, лагунными и другими сходными образованиями.

В настоящее время мы можем указать на самые общие различия облика земной поверхности в докембрии и фанерозое. Имея в виду докембрийское время, существенно подчеркнуть, что суша тогда была лишена растительного покрова, и широко были распространены пустынные ландшафты. Можно предполагать, что физические процессы очень активно влияли на докембрийскую незакрепленную поверхность выходов коренных пород, что приводило к образованию мощных песчаных накоплений. Из-за отсутствия растительности весьма своеобразными были и докембрийские аллювиальные равнины. Они представляли огромные территории на земной поверхности, пересеченные сильно разветвленными водными потоками с блуждающими руслами. Такой тип аллювиальных равнин был характерен, в сущности, также для раннего и среднего палеозоя, так как растительность в эти геологические эпохи не освоила значительные ареалы суши.

Только с пермского времени, когда растительность распространилась на приморские и предгорные равнины, создались условия для выработки более или менее устойчивой речной сети. Именно с этого времени аллювиальные равнины стали приобретать тот облик, который они имеют и в настоящее время. Во всяком случае, уже в перми появляются хорошо разработанные речные системы. В целом докембрийские и палеозойские аллювиальные образования характеризуются неоднородным литологическим составом отложений, среди которых преобладают русловые фации.

Что касается климатического фактора, то его роль в образовании красноцветных отложений весьма существенна. Жаркий климат, в одних случаях — сухой, в других — влажный, необходим не только для образования красящего материала в корках выветривания, но и для его сохранения в зонах седиментации. Жаркий климат способствует образованию красной пигмента в бассейнах осадконакопления.

Четко выраженные эпохи красноцветной седиментации, свойственные раннему, среднему и позднему протерозою, девону, перми, триасу, мелу и самому началу палеогена, свидетельствуют о бывших периодах общего потепления на всей поверхности земного шара. С учетом данных о миграции полюсов и предполагаемых перемещениях материков для докембрийских, палеозойских, мезозойских и начальных стадий кайнозойской эпохи устанавливается распространение красноцветных отложений на различных широтах, вплоть до 60—70° северной и южной широт, чем подтвержда-

ется связь этих эпох с периодами общего потепления климата Земли. Только с середины олигоцена площади красноцветной седиментации резко уменьшились и ограничили приэкваториальными зонами, приблизившись к тому расположению, которое мы наблюдаем в настоящее время. Этот вывод хорошо согласуется с материалами тех исследователей, которые отмечают господство тропического и субтропического климатов на земном шаре с докембрия вплоть до середины оягоцена [Кольберт, 1968; Сеницын, 1965, 1976]. Контрастная климатическая зональность, как можно полагать, особенно резко выразилась в конце палеогена.

Докембрийские коры выветривания, продукты которых в большинстве случаев претерпели метаморфические изменения, распространены весьма ограниченно, а архейские вообще встречаются крайне редко. Первичный состав этих кор выветривания считается гидрослюдисто-каолинитовым [Додатко и др., 1972; Казанский, 1976; Сидоренко, Чайка, 1970]. По существу такой же состав имеют и нижнепалеозойские коры выветривания. Только начиная с девонского времени коры выветривания становятся более разнообразными по составу и появляются первые латеритные коры выветривания [Михайлов, 1964, 1975; Сеницын, 1976], механически переотложенные продукты которых поступают в бассейны красноцветной седиментации.

Красящий железистый материал мог поставляться из источников сноса в готовом виде из красноземных и латеритных кор выветривания либо в виде разнообразных железосодержащих минералов, подвергавшихся разложению на путях их переноса и непосредственно в бассейне седиментации.

Рассматривая проблему эволюции континентального красноцветного породообразования, кроме упомянутых ранее факторов, следует также учитывать роль органического вещества, вулканизма и тектоники, оценить значение которых возможно только на основе сравнительно-литологического и формационного исследований.

Огромное значение органики в литогенетических процессах рассмотрено в трудах В.И. Вернадского [1965, 1978], Св.А. Сидоренко, А.В. Сидоренко [1975], Б.С. Соколова [1981] и других исследователей. Известно, что организмы не только создают свою собственную среду в бассейнах седиментации, но и постепенно ее видоизменяют [Игнатъев, 1966; Фейрбридж, 1970]. Подобное влияние организмов можно показать на примере бассейнов красноцветной седиментации. В частности, докембрийские бассейны, по всей вероятности, оказались весьма благоприятными для накопления красноцветных отложений, потому что красноцветная седиментация того времени происходила в обстановке, когда земная поверхность была лишена растительности. Продукты красноземного выветривания, которые поступали в докембрийские континентальные бассейны, лишённые органического вещества, не только содействовали сохранению красного цвета осадков, но и приводили к образованию сингенетичных накоплений гематитовых руд. Таким образом, в данном случае мы имеем пример обратной зависимости — отсутствие в докембрии органики на суше сыграло своеобразную положительную роль в массовом накоплении определенного типа красноцветных отложений.

Расселение на земной поверхности растений в конце раннего — начале среднего палеозоя существенно изменило процессы красноцветной седиментации, способствовало в конце девона отделению свободного глинозема от кремнезема и привело к появлению углей и углистых пород среди красноцветных отложений.

Под влиянием биомассы в областях континентальной красноцветной седиментации, начиная с позднего девона, а особенно с карбона, облик

красноцветных образований существенно изменился. В частности, типичные для докембрия гематитовые формации в позднем палеозое сменились угле- и бокситоносными формациями, которые продолжали существовать в перми, триасе и мелу.

Оценивая роль вулканизма в процессах красноцветной седиментации, можно полагать, что его активизация в течение среднего протерозоя, девона, перми и в некоторые отрезки времени в мезозое и кайнозое способствовала общему потеплению, что благоприятствовало красноцветной седиментации. Если подобная система сопоставлений будет подтверждена дальнейшими исследованиями, то ответ на вопрос о возможно более глубокой, чем чисто внешней связи между красноцветной седиментацией и вулканизмом, окажется положительным. В таком случае можно будет говорить не просто о наложении двух разнородных процессов друг на друга, а о некоторых общих причинах, способствующих образованию вулканогенно-красноцветных парагенезов вследствие глобального проявления процессов деформации земного шара, обуславливающих активизацию структурных преобразований и вулканизма и вызывающих соответствующие климатические изменения на поверхности Земли.

Что касается тектоники, то она в целом контролировала ареалы распространения красноцветных отложений. На начальных этапах, когда только зародились первые протоплатформы, красноцветное породообразование осуществлялось на ограниченных участках земной поверхности. Во всяком случае, мы знаем их распространение в то время лишь в юго-западной Африке (Витватерсранд) и на севере Северной Америки (Гурон).

В среднем протерозое процессы красноцветной седиментации протекали значительно активнее, но все еще осуществлялись на незначительных площадях, главным образом в грабеноподобных впадинах, расположенных вдоль окраинных зон древних платформ, в частности Сибирской, Русской и Северо-Американской.

Только на рубеже среднего и позднего протерозоя с разрастанием древних платформ площади красноцветной седиментации заметно расширились, охватив платформы почти целиком на территории Евразии и Африки, затронув также Северную и Южную Америку и Австралию. Таким образом, в позднем протерозое ареалы красноцветной седиментации распространились почти на всей поверхности Земли, покрыв обширные равнинные области древних платформ, которые, вероятно, именно в это время окончательно оформились.

В девоне намечается несколько иная, чем в докембрии, картина размещения зон красноцветной седиментации. Помимо того, что девонские красноцветы наблюдаются в осадочном чехле платформ, где занимают, если не строго те же площади, что и верхнепротерозойские красноцветы, то всегда близкие к ним. Они широко распространились в пределах каледонских складчатых областей. Рассматривая общую картину размещения девонских красноцветных отложений, можно видеть, что главная их масса сосредоточена в северном полушарии, причем преимущественно в Евразии, а также на островах, расположенных в Северном Ледовитом океане и в Гренландии.

Пермские красноцветные отложения наблюдаются в осадочном чехле древних платформ и во впадинах областей каледонской и герцинской складчатости. Максимальное их распространение связано с впадинами, примыкающими к областям герцинской складчатости. В целом в пермское время отмечается четко выраженная миграция ареалов красноцветной седиментации в пределах южных материков. Хотя в различных

регионах Евразийского континента продолжали накапливаться красноцветные осадки, в частности вдоль завершивших формирование складчатых герцинских структур Урала и Центральной Европы, тем не менее в северных районах этого материка они практически исчезли. Наоборот, в Северной Америке ареалы красноцветной седиментации расширились, также несколько сместившись в южном направлении, где в области плато Колорадо возник обширный внутрислатформенный бассейн красноцветной седиментации.

В триасовое время ареалы красноцветной седиментации в основном сохранились в том же виде, что и в перми. Изменения касаются лишь распространения красноцветных отложений в Индокитае, где в предшествующий период их не было, некоторого сокращения ареалов красноцветной седиментации на юге Африки и исчезновения на Мадагаскаре, где она отмечалась в пермское время. Для западной части Евразии, в частности для Русской платформы, типично смещение некоторых ареалов от окраин, которые примыкают к горным сооружениям, существовавшим в триасе, например на Урале, в глубь древних платформ.

В меловое время общее смещение ареалов красноцветной седиментации происходило в Евразии в юго-восточном направлении, вследствие чего наиболее обширные территории, занятые красноцветными отложениями, сосредоточиваются на юге Сибири, в Средней и Центральной Азии, а также в Индокитае. В Африке, наоборот, ареалы красноцветной седиментации смещаются на север и в целом сокращаются в размерах. Почти совсем они исчезают в Северной Америке, а на территории Южно Америки по-прежнему наблюдаются достаточно широко. В общем размещении красноцветных отложений мелового периода отмечается закономерная приуроченность их к системе межгорных и предгорных впадин, а также к обширным равнинным платформенным областям, где они заполняют пологие прогибы и имеют сравнительно малую мощность.

Таким образом, тектоническая эволюция Земли, приведшая в позднем протерозое к образованию крупных древних платформ, способствовала появлению огромных континентальных участков, на которых происходили процессы красноцветной седиментации. Дальнейший рост платформ в палеозое и мезозое был одним из существенных факторов, оказавших влияние на широкое распространение красноцветных отложений. Однако областями красноцветной седиментации в это и более позднее время оказались не только платформы, но и разнообразные впадины, расчленяющие и окаймляющие каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские складчатые сооружения. Это были и межгорные впадины, сосредоточенные в обрамлении горных массивов, и предгорные впадины, расположенные вдоль подножий гор, а также грабенообразные впадины и другие более мелкие структуры, ограниченные разломами.

В палеогене ареалы красноцветной седиментации уже мало отклоняются от тропических и экваториальной зон. Наконец, размещение ареалов красноцветной седиментации устанавливается вдоль экватора в зоне шириной до 40° по долготе. По всей вероятности, в размещении областей красноцветной седиментации данной эпохи важное значение имел только климатический фактор.

В целом на ранних этапах геологической истории Земли, когда только появились первые зоны ранней стабилизации, характерные черты размещения и миграции ареалов красноцветной седиментации определялись в основном тектоникой. С расширением этих зон со временем, помимо тектонического фактора, на пространственное размещение красноцветных отложений оказывал влияние также климат, и это влияние заметно усили-

лось с олигоцена. Следовательно, сокращение ареалов красноцветного породообразования на ранних этапах Земли обусловлено главным образом тектоническими, а на поздних — климатическими факторами.

Подводя итог, укажем, что методической основой предпринятых нами разработок стали формационный и сравнительно-литологический анализы, а также общая схема эволюции породообразования, приведенная в фундаментальном труде Н.М. Страхова [1963]. На данном этапе исследования зафиксированы только те изменения в процессах континентального красноцветного породообразования, которые проявляются в общей эволюции стратифицированной оболочки Земли. В целом же наши представления об эволюции основываются прежде всего на большом фактическом материале по составу красноцветных формаций в разные периоды развития Земли, а также на общих геохимических идеях, опирающихся на данные о составе биосферы, атмосферы, гидросферы и на геологические материалы, которые учитывают изменение тектоники, климата, процессов вулканизма и т.д.

Об эволюции условий континентального красноцветного породообразования в геологической истории Земли прежде всего свидетельствует изменение состава типовых формаций. Установлено, что типичные для докембрия гематитовые формации в поздние этапы палеозойской красноцветной седиментации сменились угле- и бокситоносными формациями, а на рубеже докембрия и кембрия красноцветные образования пополнились эвапоритовыми формациями. Приведенные данные восстанавливают исторический ход красноцветного породообразования в целом и в дальнейшем должны быть дополнены более детальными исследованиями, которые обеспечат возможность проследить эволюцию однотипных красноцветных формаций. Большое значение такому изучению однотипных формаций придавал А.Л. Яншин [1969], внесший большой вклад в проблему эволюции геологических процессов.

Сравнительное изучение разновозрастных формаций и выявление закономерностей их размещения в осадочной оболочке Земли будет способствовать созданию общей теории, объясняющей причины эволюции континентального красноцветного породообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А.И.* Основные черты красноцветной седиментации домезозойского времени. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 300—319.
- Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
- Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
- Анатольева А.И.* Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений. — В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980, с. 5—22.
- Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Вернадский В.И.* Живое вещество. М.: Наука, 1978. 359 с.
- Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А.* Новые данные о древней метаморфической коре выветривания магматических пород Саксаганского Кривбасса. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 5, с. 126—137.
- Игнатъев В.И.* Методы полевых исследований красноцветных отложений (на примере татарского яруса). — Казань: Изд-во Каз. ун-та, 1966. 207 с.
- Казанский Ю.П.* Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Кольберт Э.* Климатическая зональность и наземные фауны. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 401—419.
- Михайлов Б.М.* К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветри-

- вании в горных районах Либерийского щита. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157; № 4, с. 856—858.
- Михайлов Б.М.* Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
- Павловский Е.В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77—108.
- Руби В.В.* Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. — В кн.: Земная кора. Москва; Новосибирск; Ленинград, 1957, с. 650—671.
- Сидоренко А.В.* Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975, 139 с.
- 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.
- Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 1. Палеоген и неоген. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 167 с.
- Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
- Соколов Б.С.* Палеонтология, геология и эволюция биосферы. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов, Новосибирск: Наука, 1981, с. 156—167.
- Страхов Н.М.* Опыт сопоставления современного осадконакопления с осадочными процессами в водоемах геологического прошлого. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 687—771.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Фейрбридж Р.В.* Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты. — В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 357—386.
- Яншин А.Л.* Предисловие. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 5—6.

УДК 550.42:546.02:551.71

В.И. Виноградов

РАННИЕ СТАДИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВЕРХНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ (по изотопным данным)

Изучение условий осадконакопления на Земле и эволюции этих условий во времени представляет собой сложную задачу. Образование осадков и их преобразование определяются большим количеством факторов, и определить и учесть их все, а порой даже выделить основные из них не просто. Задача многократно усложняется, когда речь идет о ранних этапах развития Земли. Древнейшие породы пережили столь сложную историю, что утратили, иногда безвозвратно, многие исходные черты. Прежде всего сказанное относится к осадочным породам, которые подвергались метаморфизму и часто превращены в кристаллические гнейсы. Восстановление их первичной природы и исходного химического состава трудно, а порой просто невозможно. Существенную помощь здесь оказывают изотопные исследования, и именно они лежат в основе настоящего сообщения. Рассматриваемые вопросы могут быть сформулированы следующим образом.

1. С какого времени в геологической истории Земли доказательно фиксируются осадочные породы? 2. Что можно сказать о качественной и количественной эволюции условий осадконакопления и самих осадков? Эти вопросы смыкаются с другой фундаментальной геологической проблемой, когда и как произошло разделение вещества верхних оболочек Земли на сиалическое и симатическое или, другими словами, когда и как сформировались

ровалась кора континентального типа и какова эволюция вещества сиалической коры во времени.

Фиксируемое в геологической летописи осадконакопление почти всегда связано с континентальными блоками земной коры. Современные океаны по своей геохимической роли также могут рассматриваться как вещественное продолжение сиалической коры над корой океанического типа.

“Сиалический характер” растворенных в морской воде солей определяется не только общим химическим составом, но, что очень важно, изотопным составом элементов, совершенно различных по своим геохимическим особенностям. Так, например, изотопный состав стронция морской воды ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$) значительно выше состава стронция океанических базальтов (0,703) за счет выноса в океанические бассейны более радиогенного стронция сиалической коры. Преимущественно континентальным сносом определяется изотопный состав даже таких трудно мигрирующих элементов, как свинец и неодим. Измерения изотопного состава свинца в пелагических осадках и марганцевых конкрециях [Chow, Patterson, 1959, 1962] показали, что не более 10% свинца в осадках извлечено из мантийного (базальтового) резервуара. Основное его количество в океанических осадках связано с разрушением континентальных пород. Подобное заключение сделано и в результате изучения изотопного состава неодима в марганцевых конкрециях [Piepgrass et al., 1979] и океанических водах [Piepgrass, Wasserburg, 1980]. Вот почему даже вулканогенные осадки вдалеке от шельфовых окраин при взаимодействии с морской водой приобретают характерные геохимические черты осадков, связанных с сиалической корой. Может быть, и в глубокой древности океаническая вода играла такую же роль, и тогда появление осадочных пород на Земле должно быть связано так или иначе с формированием континентов и континентальной коры. Поэтому важно ответить в первую очередь на вопрос об относительной роли осадочных пород среди древнейших образований Земли.

Признаки и масштабы осадочного породообразования в архее. Породы архейского возраста, т. е. древнее 2600 млн. лет, распространены очень широко. Практически они встречены на всех континентальных блоках Земли в ядрах горных сооружений и на щитах. Древнейшие образования Земли датируются возрастом 3500—3700 млн. лет. Находки столь древних пород определяются не только упорством и настойчивостью исследователей, но и в значительной мере их удачей. Дело в том, что при метаморфизме пород в них нарушаются элементные и изотопные соотношения. Это приводит к нарушению систем, по которым определяется радиологический возраст породы. Нарушение может быть частичным, и тогда получаются искаженные данные, не отвечающие возрасту реального геологического события, либо возраст вообще не может быть определен современными методами. Часто в процессах метаморфизма радиологические “часы” переводятся на новую нулевую отметку времени, и тогда определяемый возраст фиксирует время такого метаморфизма. Поскольку Земля тектонически очень активна, то сохранение в породах самых древних отметок времени оказывается маловероятным. Тем не менее число мест обнаружения пород с возрастом более 3500 млн. лет неуклонно возрастает. С той или иной степенью обоснованности они встречены сейчас на всех континентах. Это может означать, что некогда они были широко развиты и сегодняшние находки — их уцелевшие островки.

Породы древнейших комплексов Земли представляют собой сильно метаморфизованные (за редкими исключениями) гнейсы. Их поразительная особенность состоит в четкой линейной полосчатости. Полосчатость прослеживается иногда на десятки и сотни километров. Исследователь,

привыкший иметь дело с осадочными породами, невольно воспринимает ее как отражение исходной слоистости осадочных пород. Во многих случаях, по-видимому, так и оказывается. Нужно учитывать, однако, что существуют определенно доказанные случаи образования тонкой полосчатости за счет перераспределения вещества в ходе метаморфических и магматических процессов. Поэтому сама по себе полосчатость метаморфических пород не может служить аргументом в пользу их осадочной природы. Однако есть группы пород, осадочная природа которых несомненна. В первую очередь к ним относятся карбонаты. Горизонты карбонатов нередко присутствуют в разрезах древнейших метаморфических образований. В пределах Алданского щита, например, непрерывные горизонты карбонатных пород прослеживаются на многие десятки километров, и их осадочная природа не вызывает сомнения. Но карбонат в условиях высокой степени метаморфизма ведет себя как пластичное вещество, и часто горизонт или линза карбоната растаскивается, будинируется, взаимодействует с силикатным веществом окружающих пород и превращается в образования типа кальцифиров или даже карбонатитоподобных пород, исходно осадочная природа которых не столь очевидна. В этих случаях на помощь приходят данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов.

Осадочные карбонаты характеризуются вполне определенным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 2\text{‰}$ относительно эталона PDB) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +25 \pm 3$ относительно эталона SMOW). При метаморфизме эти изотопные метки частично сохраняются, а направление, в котором смещаются изотопные характеристики, можно предсказать. Так, по изотопным данным со всей очевидностью доказываются осадочная природа древнейших метаморфических карбонатов Украинского [Щербак, Луговая, 1978], Алданского [Виноградов и др., 1981] и Южно-Африканского щитов [Eichmann, Schidlowski, 1975], Юго-Западного Памира (неопубликованные данные автора), Западной Гренландии [Schidlowski et al., 1979], где впервые были обнаружены самые древние метаосадочные породы, и других районов мира.

Не менее определенно можно говорить об осадочной природе яшм и кварцитов и особенно железистых кварцитов. Эти образования зафиксированы, в частности, среди слабо метаморфизованных пород серии онвервахт системы Свазиленд в Южной Африке, в сильно метаморфизованных гнейсах Амитсок в Западной Гренландии и в других районах. Иногда параприрода силикатных пород фиксируется в изотопном составе их кислорода, хотя часто изотопные метки первичноосадочного происхождения пород планеты стираются. Так, например, на основе данных по изотопному составу кислорода была определенно доказана первичноосадочная природа кремнистых и железо-кремнистых древнейших метаморфических пород Западной Гренландии [Perry et al., 1978]. Иногда первичноосадочная природа вещества фиксируется в изотопном составе кислорода даже в гнейсах гранулитовой фации метаморфизма и в архейских гранитоидах [Longstaffe, 1979].

Опираясь на доказанные или очевидные факты присутствия в разрезе метаморфических гнейсов горизонтов осадочных пород, можно сделать важное логическое заключение: полосчатость в других частях разрезов этих гнейсовых толщ тоже, вероятно, наследует слоистость исходных осадочных пород. Таким образом, мы приходим к выводу об очень древнем и крупномасштабном развитии осадочного процесса, поскольку признаки его фиксируются буквально во всех районах развития архейских образований.

Особенности архейского осадкообразования. Мы не можем с уверенностью говорить, каково было первичное вещество Земли и сколь оно было

однородным. Можно предполагать только, что по своему составу оно приближалось к ультраосновным породам, слагающим современную мантию и обнаруживаемым местами на земной поверхности. Породы сиалической коры (и осадочной оболочки) являются продуктами разложения исходных пород ультраосновного и основного состава и сепарации слагающих их элементов. Хорошо известно, что одним из мощнейших процессов геохимической сепарации оказывается осадочный процесс. Именно он приводит к концентрированным скоплениям таких элементов, как К и Na, Ca и Mg, Si и Al, С и P, S и Cl, V и Fe. В осадочном процессе концентрируются и более редкие элементы — Li, В и другие, с осадочным процессом связано также в конечном счете (при катагенетической переработке осадочных пород) концентрирование и таких элементов, как Cu, Zn, Pb, U и других практически важных элементов.

И вот эта характерная черта осадочного процесса оказывается ярко проявленной уже в раннеархейское время. В составе метаморфических пород отмечаются горизонты кальцитовых и доломитовых мраморов и магнезитов, кремнистые и железистые осадки, горизонты повышенной графитоносности, скопления вплоть до огромных промышленных залежей апатита, явные признаки былой соленосности пород. Эти признаки характерны и специфичны для осадочной оболочки Земли.

Конечно, далеко не все перечисленные проявления могут непосредственно параллелизоваться с осадочным процессом. Метаморфизм сильно изменил первичные взаимоотношения пород и их валовый состав.

Принципиальное значение имеет доказательство былого существования соленосных отложений — эвапоритов — среди древнейших пород. Такие доказательства были получены с помощью изотопного состава серы [Виноградов, 1980]. Дело в том, что сульфатная сера океанических бассейнов имеет специфический изотопный состав, который сохранялся на почти неизменном уровне вплоть до архея. Этот состав оказался унаследованным сульфатсодержащими метаморфическими породами и минералами. Тем самым доказывается эвапоритовое (морское) происхождение сульфатной серы.

Конечно, сохранение соленосных пород в метаморфических толщах маловероятно. Ведь это наиболее подвижные и химически активные части осадочного разреза. Тем не менее следы их былого присутствия нередко фиксируются в метаморфических породах. Это позволяет говорить, что соленосные отложения были обычным членом осадочной оболочки архейского времени.

Мы видим, таким образом, что хемогенные осадки в составе древнейших осадочных толщ похожи по своему набору и распространенности на осадки фанерозоя. Во всяком случае, на современном уровне знаний правомернее говорить о сходстве, нежели о различиях.

Обломочные и глинистые породы сопоставляются много сложнее, поскольку при метаморфизме происходит полная перестройка их исходного минералогического состава. Отметим только, что среди метаморфических толщ архея горизонты кислых кремнистых пород, приближающихся по составу к гранитным, обычны. Не исключено, что проявленная в условиях высоких степеней метаморфизма гранитизация метаморфических толщ связана с мобилизацией вещества этих толщ.

Перечисленные предпосылки позволяют говорить о принципиальном сходстве условий осадкообразования в архее и фанерозое. И в том и в другом случае состав осадков свидетельствует о существовании в период осадконакопления развитой коры континентального типа. Следовательно, фракционирование исходного вещества Земли с образованием блоков сиалической коры прошло раньше 3700 млн. лет назад — времени образова-

ния самых древних из числа задокументированных метасадочных пород Земли.

Таким образом, основная особенность архейского осадконакопления — отсутствие таковых в сравнении с осадконакоплениями более молодых геологических эпох.

Условия архейского осадконакопления. Под условиями осадконакопления понимается группа взаимодействующих факторов, которые определяют ход осадочного процесса. К таким факторам относятся, в частности, наличие и вещественный состав атмосферы, состав океанической воды, степень активности биосферы и др.

Кажется очевидным, что принципиальное сходство осадочных пород в древнем архее и фанерозое должно указывать и на сходство условий осадконакопления и, следовательно, на выдержанность этих условий в течение всего обозримого сегодня геологического времени. Такое заключение, каким бы парадоксальным оно не казалось, находит подтверждение в данных по изотопному составу серы и углерода. Подробнее его обоснование и соответствующие литературные ссылки даны в других публикациях автора [Виноградов, 1980, 1981].

Главные посылки, лежащие в основе интерпретации изотопных данных по сере и углероду, в общем просты. Оба эти элемента циклические, т. е. оба они находятся в постоянном круговороте в системе материк—океан—осадок, причем самым важным звеном в цепи этого круговорота оказывается живое вещество. В ходе циклического круговорота происходит разделение изотопов серы и углерода с образованием резервуаров этих элементов с их характерным изотопным составом. Так, например, для серы основное изотопное разделение происходит между двумя резервуарами: океаническим сульфатом и осадочно-диагенетическими сульфидами. В результате изотопный состав серы сульфата океанической воды оказывается вполне определенным ($+20\text{‰}$ по отношению к метеоритному стандарту). Для углерода основное разделение изотопов происходит между карбонатным и органическим веществом, и морские осадочные карбонаты, как уже говорилось выше, характеризуются определенным изотопным составом углерода.

Степень изотопного фракционирования между резервуарами и само существование этих резервуаров определяются факторами круговорота элементов. Детальное, насколько это возможно, изучение изотопного состава серы и углерода в архейских метасадочных породах показывает сходство изотопного состава сульфатной серы и карбонатного углерода с фанерозойскими и современными осадками. Это служит убедительным доказательством принципиальной неизменности условий осадконакопления в течение всей геологической истории планеты. В свою очередь, это означает, что газово-водная оболочка Земли в ее современном виде (составе) тоже существует свыше 3500 млн. лет. И столь же длительное время существует биосфера, и активность ее по отношению к круговороту циклических элементов остается практически постоянной.

Наиболее сложно представить себе, в каких формах была архейская биосфера и как достигался ее высокий уровень активности. Сегодня на эти вопросы трудно ответить даже гипотетически. Во всяком случае, ответ на них должен быть связан с коренным пересмотром современных представлений.

Что касается раннего развития газово-водной оболочки Земли, то оно легко объясняется в рамках гипотезы о так называемой катастрофической дегазации. Считается, что планета формировалась за счет постоянного слипания сгустков протопланетного вещества. Тогда, начиная с какого-то момен-

та роста ее массы, энергия соударения падающих метеоритов с планетой была столь велика, что приводила к полному переплавлению, распылению и дегазации вещества в месте падения [Флоренский, 1965; Альвен, Арениус, 1979]. Кроме того, считается, что освобождающейся гравитационной энергии и энергии радиоактивного распада могло хватить для полного переплавления Земли на одной из ранних стадий ее развития, и, по-видимому, еще в догеологическое время все вещество Земли одновременно или в некоторой последовательности подвергалось полному переплавлению. Поэтому уже на этом догеологическом этапе, т. е. в первый миллиард лет существования Земли, могла произойти полная дегазация земного вещества [Шуколюков, Данг Ву Минь, 1981; Ozima, 1975]. Это означает, что все летучие компоненты могли сконцентрироваться в древней атмосфере. Взаимодействие такой древней атмосферы, а впоследствии и гидросферы с твердым силикатным веществом Земли стало, очевидно, началом формирования осадочной оболочки. Уже на этом раннем догеологическом этапе развития планеты могла произойти осадочная по своей геохимической сути дифференциация элементов и могло сконцентрироваться вещество континентальных блоков коры. Общее количество этого вещества зависело от резерва активных компонентов древней атмосферы и гидросферы, которое остается, следовательно, с тех пор на некотором постоянном уровне.

Геологическая история планеты начинается с временного уровня около 4 млрд. лет, и с этого уровня мы видим четкую дифференциацию вещества, которое в более поздние этапы геологического развития рассматривается как вещество континентальной и океанической коры.

В рамках этой гипотезы бессмысленно искать ответ на вопрос о возрастных соотношениях пород зеленокаменных поясов и сопряженных с ними областей развития гранитоидов. Появление тех и других — результат единого процесса дифференциации исходного протопланетного вещества, и основной причиной этой дифференциации было взаимодействие газовой и твердой оболочек Земли, т. е., по существу, осадочный процесс. Поэтому дальнейшая эволюция осадочного процесса должна рассматриваться в рамках последующего циклического взаимодействия постоянного в своем количестве вещества континентальной коры с постоянным, если рассматривать только кору и верхи мантии, или неограниченно большим, если рассматривать всю мантию, количеством вещества океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Альвен Х., Арениус Г. Эволюция солнечной системы, М.: Мир, 1979, 511 с.
- Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980, 192 с.
- Виноградов В.И. Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли по изотопным данным. — Геохимия, 1982, № 5, с. 621—628.
- Виноградов В.И., Кулешов В.Н., Лицарев М.А. Возможные причины изменения изотопного состава углерода и кислорода архейских карбонатов Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 5, с. 1195—1200.
- Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. — Геохимия, 1965, № 8, с. 909—917.
- Шуколюков Ю.А., Данг Ву Минь. Изотопы благородных газов и эволюция атмосферы Земли. — Геохимия, 1981, № 12, с. 1763—1775.
- Щербак Н.П., Луговая И.П. Генезис карбонатов в мраморах и кальцифирах Украинского щита по изотопным данным. — Геол. журн., 1978, т. 38, № 6, с. 43—53.
- Eichmann R., Schidlowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in pre-cambrian sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 5, p. 585—595.
- Chow T.J., Patterson C.C. Lead isotopes in manganese nodules. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, N 1/2, p. 21—31.

- Chow T.J., Patterson C.C.* The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, vol. 26, N 2, p. 263–308.
- Longstaffe F.J.* The oxygen isotope geochemistry of archaean granitoids. — In: *Developments in petrology, trondhjemites, and related rocks*. Amsterdam, 1979, p. 363–399.
- Ozima M.* Air isotopes and Earth atmosphere evolution models. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 8, p. 1127–1134.
- Perry E.C., Ahmand S.N., Swulius T.M.* The oxygen isotope composition of 3800 m.j. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, West Greenland. — *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N 2, p. 223–239.
- Piegras D.J., Wasserburg G.J., Dasch E.J.* The isotopic composition of Nd indifferent ocean masses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 2, p. 223–236.
- Piegras D.J., Wasserburg G.J.* Neodimium isotopic variations in seawater. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, N 1, p. 128–138.
- Schidlowski M., Appel P.W.U., Eichmann R., Junge C.E.* Carbon isotope geochemistry of the 3,7 · 10⁹-yr-old Isua sediments West Greenland implications for the archaean carbon and oxygen cycles. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 2, p. 189–200.

УДК 552.5 + 551.71/72

Е.П. Акульшина

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ

Изучение минерального и химического состава глинистого вещества позднепротерозойских и фанерозойских отложений Сибирской платформы, ее обрамления, Русской платформы, Урала, Средней Азии, Западно-Сибирской плиты позволило количественно оценить некоторые особенности литогенеза (в понимании Н.М. Страхова) и осадочного рудогенеза.

Около 2,7 млрд. лет назад осадочные породы составляли 25% от общей площади континентов. В ходе развития осадочной оболочки относительное количество глинистого вещества возрастало [Ронов и др., 1972]. В раннем протерозое интенсивно формировались коры выветривания, гидрослюдистый, монтмориллонитовый и каолинитовый состав [Додатко, 1975; Пак, 1981] которых указывает на сходство процессов выветривания в протерозое и фанерозое. В частности, выявленные автором особенности состава глинистого вещества позднепротерозойских и фанерозойских отложений свидетельствуют о некоторых различиях процессов литогенеза, протекавших на разных этапах истории Земли. Выделяются несколько главных этапов, отличающихся характерными для них минеральными ассоциациями.

От протерозоя до мезозоя в составе глинистого вещества уменьшается содержание гидрослюды, увеличивается доля хлорита, монтмориллонита и смешанно-слоистых образований. В рассматриваемом временном интервале по соотношению разных групп глинистых минералов выделяются различные между собою ассоциации, по которым можно наметить четыре главных этапа.

Первый, протерозойский, этап характеризуется преобладанием гидрослюдистых минералов, менее значительным количеством хлорита, монтмориллонита и незначительным — смешанно-слоистых образований. Каолинит встречается лишь на определенных стратиграфических уровнях, где в зависимости от фациальных обстановок содержание его меняется. В венде (второй этап) в составе глинистого вещества усиливается роль хлорита. На раннепалеозойском этапе, особенно в кембрийский период, заметно увеличивается содержание хлоритов. В областях аридного климата хлорит составляет большую часть глинистого вещества. Ордовикско-силурийский

период характеризуется уменьшением доли хлоритов, возрастанием смешанно-слоистых образований. На позднепалеозойском этапе резко снижается содержание гидрослюда, увеличивается количество смешанно-слоистых образований и монтмориллонита. В девоне и перми в районах аридного климата широко распространен магнезиальный монтмориллонит. На мезозойском этапе усиливается тенденция предыдущего времени, увеличивается не только содержание, но и разновидности смешанно-слоистых образований, уменьшается доля гидрослюда.

Содержание каолинита в течение палеозоя возрастает на определенных стратиграфических уровнях. Так, наиболее интенсивное обогащение глинистого вещества каолинитом отмечается в мукунской серии Анабарского щита и кординской свите Енисейского кряжа нижнего рифея; в низах и верхней половине среднего рифея Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья, Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской плиты; в низах и верхах верхнего рифея Енисейского кряжа, Юдомо-Майского прогиба, юго-западного склона Анабарского щита, а также в вендских отложениях Игарского района, западного склона Анабарского щита, Приангарья, Юдомо-Майского прогиба; в верхней части нижнего и среднего кембрия Игарского района, Приангарья и Алданского щита; в среднем и верхнем ордовике Тунгусской синеклизы и Туруханского района; в верхах среднего и верхнего девона Норильского района; в среднем и верхнем карбоне, верхней перми Норильского района, Тунгусской синеклизы; нижней, верхней юре, верхах нижнего мела Среднего Приморья и Енисей-Хатангской впадины.

В протерозое и фанерозое в ряде районов Сибири в определенные эпохи происходило интенсивное формирование коры выветривания [Коры..., 1979]. Сопоставление этих эпох и уровней обогащения глинистого вещества осадочных пород каолинитом позволяет предположить синхронность корообразования и переотложения тонкодисперсной части продуктов коры выветривания, представленной каолинитом.

Тенденция направленного изменения минерального состава глинистого вещества устанавливается также для Русской [Ронов и др., 1972] и Северо-Американской [Weaver, 1967] платформ, где на рубеже девона и карбона произошла резкая смена гидрослюдистых ассоциаций монтмориллонитовыми. Так же как минеральный, во времени существенно меняется химический (элементный) состав глинистого вещества. Так, содержание алюминия, марганца и железа понижается от протерозоя к мезозою, калия — повышается в рифее и снижается в фанерозое, натрия — понижается в рифее и повышается в фанерозое. Более детальные в стратиграфическом плане исследования показывают, что направленность процесса осложняется периодическими колебаниями.

Направленность и периодичность изменения химического состава глинистого вещества наиболее четко проявляется в соотношениях алюминия и калия, калия и натрия. О значительном масштабе направленного изменения свидетельствует также величина отношения алюминия к натрию, максимальные значения которого в позднем протерозое достигают 300–800, в раннем и среднем палеозое — 200–300, позднем палеозое — 100–140, мезозое — 60–100. На фоне этого общего понижения происходит возрастание данной величины в начале и конце раннего рифея; начале и второй половине среднего рифея; начале и конце позднего рифея, второй половине венда; конце раннего — начале среднего кембрия, среднем и позднем ордовике, среднем и позднем девоне¹, поздней перми, ранней и поздней юре, конце раннего мела.

¹ Малочисленные данные показывают возрастание отношения алюминия к натрию в нижнем карбоне.

Тенденция направленного изменения химического состава глинистого вещества отмечается и по величине отношения алюминия к титану. Для раннего рифея ее максимальные значения находятся в пределах 80–280, для среднего рифея — 30–220, позднего рифея — 30–190, венда — 30–170, раннего кембрия 30–90, девона — 25–30, перми — 25–80, ранней юры, неокома — 25–30. Литературные данные [Сердюченко, 1949; Страхов, 1960; Мигдисов, 1960, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965; Франк-Каменецкий и др., 1973] и материалы автора [Акульшина, 1973, 1976, 1980] позволяют считать, что соотношение алюминия и титана в структуре глинистых минералов обусловлено величиной Rh среды выветривания. При этом содержание алюминия относительно титана возрастает с увеличением щелочности. Высокая щелочность среды выветривания, обусловленная, вероятно, наибольшей аридизацией климата в раннем рифее, сменилась менее щелочной средой семиаридного климата в мезозое. Понижение щелочности происходило интенсивнее в рифее, слабее — в палеозое. Резкие изменения отмечаются на рубеже: ранний—средний рифей, венд—кембрий, в девоне и, возможно, в перми. Вывод о понижении щелочности среды выветривания от рифея до мезозоя подтверждает представление о щелочных поверхностных и грунтовых водах раннего протерозоя, которые от среднего протерозоя до девона приобретали более кислый характер, а начиная с девона имели состав, близкий к современному [Казанский, 1976].

Отмеченная выше закономерность изменения химического и минерального состава глинистого вещества, выражающаяся в уменьшении его зрелости и увеличении полиминеральности от рифея до мезозоя, обусловлена спадом интенсивности химического выветривания и составом материнских пород, подвергавшихся выветриванию. Особенности геохимии алюминия [Страхов, 1960], железа [Чухров, 1973], значительные накопления олигомиктовых отложений [Казанский, 1973], а также высокозрелые коры выветривания раннего, среднего рифея и венда, с которыми связаны месторождения бокситов, фосфоритов и железных руд [Жабин, 1979], указывают на то, что наиболее интенсивное химическое выветривание было в докембрии.

Среднее содержание бора в глинистом веществе в позднем протерозое и фанерозое не постоянно. Оно увеличивается в течение рифея и венда, уменьшается в палеозое и вновь возрастает в начале мезозоя (см. рис.). Направленное изменение в пределах крупных этапов — рифейско-вендском, палеозойском и мезозойском¹ — осложняется колебаниями меньшего порядка. Относительное повышение содержания бора происходит в среднем рифее, венде, раннем—среднем кембрии, ордовике, позднем девоне — раннем карбоне, юре; а понижение — в раннем рифее, позднем рифее, позднем кембрии, позднем ордовике, позднем силуре — раннем девоне, позднем карбоне — перми.

Более четко в рассматриваемом стратиграфическом интервале прослеживается направленное и периодичное изменение величины отношения бора к галлию. При этом также выделяются этапы разных порядков. Изменения величины отношения бора к галлию коррелируются с глобальными эвстатическими колебаниями в фанерозое [Милановский, 1978], а также согласуются с представлениями о значительных глубинах морских бассейнов геологического прошлого [Яншин, 1977]. Увеличение содержания бора относительно галлия соответствует талассократическим (по А.Б.Ронову [1980]), а снижение — геократическим эпохам.

Изменение содержания титана в глинистом веществе позднего протерозоя и фанерозоя имеет тенденцию понижения от древних осадков к более

¹ Прослежена только часть этапа.

молодым (рис., б). На фоне убывания концентрации титана отмечаются периоды ее возрастания — в среднем рифее, венде — раннем кембрии, раннем ордовике, раннем силуре, среднем карбоне. Аналогичное поведение в осадках позднего протерозоя и фанерозоя выявлено для циркония и галлия (рис., в, г), что отражает в общем виде тенденцию понижения интенсивности химического выветривания в данном интервале истории Земли.

Содержание свинца и цинка в позднем рифее, венде и кембрии значительно выше относительно их содержания в позднем фанерозое. В распределении цинка четко выделяются два максимума концентрации — в среднем рифее и раннем палеозое (рис. д), максимум содержания свинца захватывает средний, поздний рифей и венд (рис., е). Содержание меди характеризуется тенденцией возрастания в рифее и понижения в фанерозое, оставаясь наиболее высоким в палеозое. Отмечается резкое увеличение ее содержания на рубеже венд — кембрий, максимум — в раннем палеозое, затем два максимума меньшего порядка в раннем девоне и перми (рис. ж).

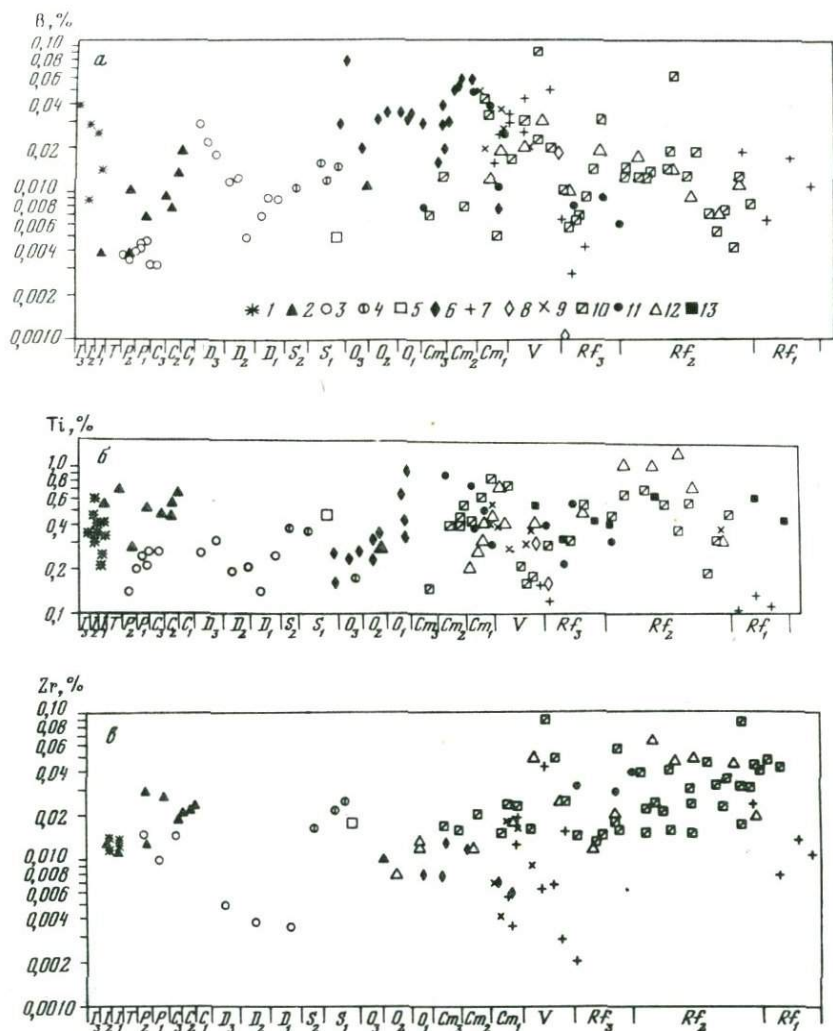
Повышение концентрации свинца, цинка и меди в глинистом веществе осадков рифей и фанерозоя коррелируется с уровнями металлоносных отложений и стратиформных рудопроявлений, выявленных на Сибирской платформе и ее обрамлении многими исследователями [Бровков и др., 1976, 1980; Наркелюн и др. 1977, 1980; Стратиформные..., 1979; Ржевский и др., 1980; Нуварьева, Сливинский, 1980; Акульшина и др., 1981; Пономарев и др., 1981].

В процессе выветривания миграция химических элементов имеет две формы: растворы и взвеси. Соотношение их непостоянно и меняется в зависимости от многих факторов, главный из которых — интенсивность выветривания. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континентах, тем резче обозначается сдвиг всех элементов в пелагическую зону тонкозернистых глинисто-карбонатных илов [Страхов и др., 1956]. В настоящее время максимальная интенсивность выветривания отмечается в экваториальной зоне, где оно в 20–40 раз быстрее, чем в умеренных широтах. Из экваториальной зоны в максимальных количествах поставляется самый тонкий осадочный материал, находящийся в стадии глубокой переработки и с наибольшим выходом растворимой части; при этом суммарный вынос меди, цинка, кобальта, никеля, свинца, хрома, ванадия, циркония, галлия и марганца составляет 40–60% от исходного содержания в породах [Лисицын, 1978].

Известны ряды подвижности химических элементов. Наименее подвижны с минимальной формой растворов ванадий, хром, титан, цирконий; средней подвижностью характеризуются свинец, цинк, мышьяк; наиболее подвижные — марганец, кобальт, никель, медь (мигрируют преимущественно в виде растворов) [Перельман, Батулин, 1962]. Однако реальная химическая подвижность элемента определяется не только соотношением его растворенной и взвешенной частей, но и распределением элемента по гранулометрическим фракциям взвеси. Усиленное концентрирование в субколлоидной фракции ($< 0,001$ мм) повышает миграционную способность свинца, цинка, меди, кобальта и других элементов [Лубченко, Белова, 1973; Страхов, 1976].

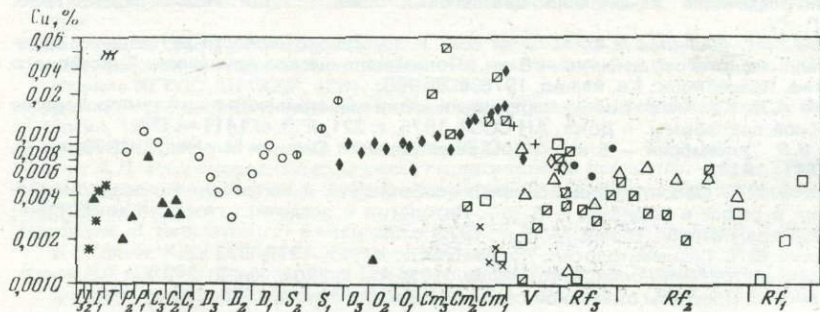
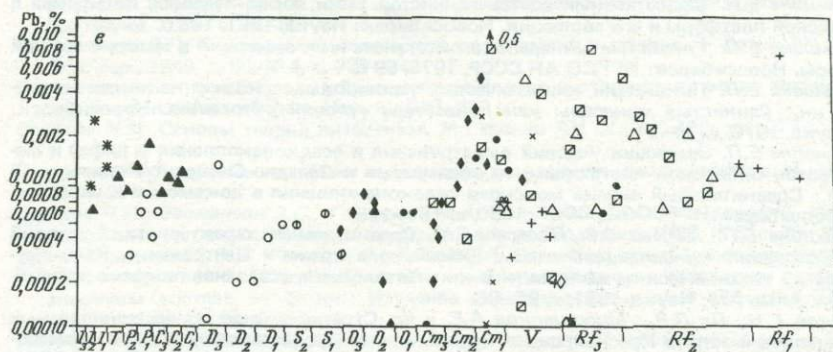
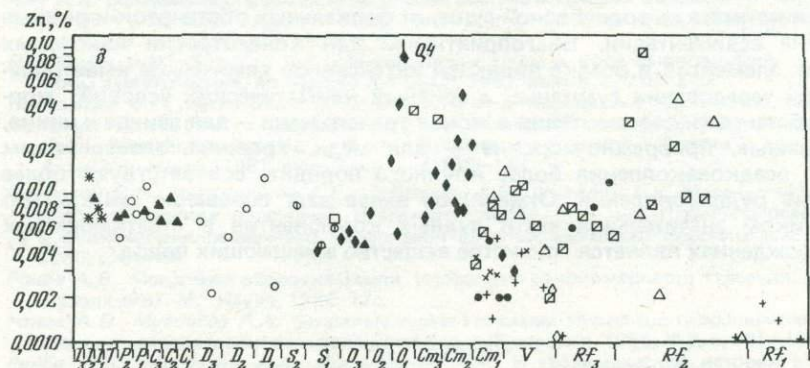
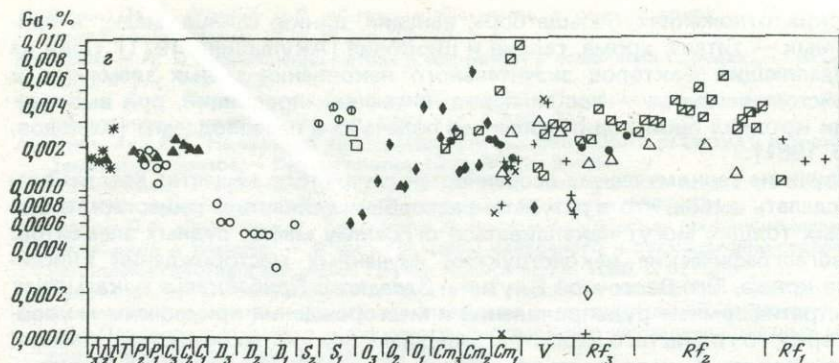
Процессы сорбции также являются очень важным геохимическим фактором концентрации химических элементов, особенно если учесть, что поглощение происходит из далеко не насыщенных растворов [Щербина, 1972; Лисицын, 1978]. Один из главных механизмов осаждения меди, цинка, свинца, никеля, кобальта, хрома, ванадия и других элементов в морской воде — сорбция их окислами, гидроокислами железа и марганца и глинистым веществом [Krauskopf, 1956].

Имеющиеся в литературе данные [Handbook Geochemistry, 1974; McBride, 1978; McCormic, 1978], а также исследования автора свидетельствуют о том, что с усилением химического выветривания возрастает доля растворов, повышается химическая дифференциация глинистого вещества (зрелость) и соответственно увеличивается масса элементов, адсорбированных глинистым веществом и захороненных в осадок в процессе седиментации. Содержание элементов в осадке зависит и от фациальной обстановки: в



Содержание бора (а), титана (б), циркония (в), галлия (г), цинка (д), свинца (е) и меди (ж) в глинистом веществе рифей и фанерозоя различных регионов

1 — Енисей-Хатангская впадина; 2 — Тунгусская синеклиза; 3 — Норильский район; 4 — Прибалтийская синеклиза; 5 — Горный Алтай, Тува; 6 — Туруханский район; 7 — Анабарский щит; 8 — Игарский район; 9 — район среднего течения р. Лены; 10 — Енисейский край, Приангарье; 11 — Западное Прибайкалье; 12 — Учур-Майский и Юдомо-Майский районы; 13 — Урал



морских отложениях больше бора, ванадия, цинка, свинца, меди; в прибрежных — титана, хрома, галлия и циркония [Акульшина, 1971]. Один из определяющих факторов значительного накопления малых элементов в глинистом веществе — состав пород питающих провинций, при выветривании которых происходит усиленная подача их в палеоводоемы [Холодов, 1975, 1981].

Изучение геохимических особенностей глинистого вещества дает основание сделать вывод, что в результате адсорбции глинистым веществом в осадочных толщах могут накапливаться огромные массы рудных элементов. Палеогеографические реконструкции изученных месторождений Енисейского края, Юго-Восточной Якутии и Западного Прибайкалья показывают что стратиформные рудопроявления и месторождения приурочены к уровням зрелого глинистого вещества, завершающим циклы осадконакопления. Интенсивность рудопроявлений зависит от степени химического выветривания и климата на водосборной суше, от фациальных обстановок и режима бассейна седиментации. Благоприятными для концентрации некоторых рудных элементов в осадке являются интенсивное химическое выветривание при чередовании гумидных и аридных климатических условий; морские обстановки седиментации в конце трансгрессии — для свинца и цинка, прибрежные, прибрежно-морские — для меди. Уровням, завершающим циклы осадконакопления более крупного порядка, соответствуют более мощные рудопроявления. Отмеченное выше дает основание считать, что источником значительной части рудных компонентов в стратиформных месторождениях является глинистое вещество вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 148 с.
- Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Новосибирск: ИГГСО АН СССР, 1973. 59 с.
- Акульшина Е.П. Показатели климатических условий выветривания на континенте. — В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 14—21.
- Акульшина Е.П. Эволюция условий выветривания и осадконакопления в рифее и фанерозое Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: ИГГСО АН СССР, 1980, с. 101—125.
- Акульшина Е.П., Сараяв С.В., Писарев Г.М. Сравнительная характеристика условий образования черносланцевых толщ Енисейского края и Центральных Кызылкумов по геохимическим данным. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 95—96.
- Бровков Г.Н., Ли Л.В., Мирошников А.Е. и др. Стратиформное оруденение цветных металлов и золота Красноярского края. — в кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Наука: Новосибирск, 1980, с. 40—47.
- Бровков Г.Н., Охалкин Н.А., Пельтек Е.И. и др. Закономерности размещения полиметаллического оруденения. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1976, с. 86—98.
- Додатко А.Д. Континентальные перерывы и эпохи выветривания в нижнем протерозое Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1411—1414.
- Жабин В.В. Докембрий — В кн.: Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979, кн. 2, с. 1411—1414.
- Казанский Ю.П. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: X Всесоюз. литолог. совещ. М., Б.и., 1973, с. 39—41.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. 1. 220 с. Кн. 2. 249 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978, 392 с.

- Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах. — Литология и полезн. ископаемые, 1973, № 2, с. 23—29.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 2, с. 149—163.
- Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн.: Химия земной коры, М.: Наука, 1963, т. 1, с. 336—351.
- Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
- Наркелюн Л.Ф., Безродный Ю.П., Трубачев А.И., Салихов В.С. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 224 с.
- Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Восточно-Сибирская провинция медистых песчаников и сланцев. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Наука: Новосибирск, 1980, с. 62—79.
- Нуварева Ю.А., Славинский А.А. Некоторые признаки парагенеза стратиформных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений Забайкалья. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 119—123.
- Пак А.И. Важнейшие особенности эволюции состава и условий образования кор выветривания в истории Земли. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981, с. 57—59.
- Перельман А.И., Батулин С.Г. Миграционные ряды в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4, с. 219—260.
- Пономарев В.Г., Акульшина Е.П., Сараев С.В. Углеродистые карбонатно-сланцевые толщи докембрия и сингенетичное им колчеданно-полиметаллическое оруденение на Енисейском кряже. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, вып. 7, кн. 1, с. 169—173.
- Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 81—84.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (осадочные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 77с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2, с. 131—158.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88—89.
- Сердюченко Д.П. О кристаллохимической роли титана в слюдах. — Докл. АН СССР. Нов. сер., 1949, т. 59, № 4, с. 739—742.
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 230 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с.; 1962. т. 2. 576 с.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Типы распределения рассеянных содержащих элементов в отложениях гумидных зон. — Геохимия, 1956, № 6, с. 25—32.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Стадийное преобразование каолинита и монтмориллонита в гидротермальных минерализованных средах при различном анионном составе. — В кн.: Изучение и использование глин. Тюмень, ЗапСиб НИГНИ, 1973, с. 46—47.
- Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191—208.
- Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, Изд-ние ИГГСО АН СССР, 1981, с. 267—268.
- Чухров Ф.В. Об эволюции минерального состава осадочных железных руд. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 3—13.
- Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 295 с.
- Яншин А.Л. Глубоководные отложения геологического прошлого. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4—7.
- Handbook of Geochemistry/ Executive Editor K.H. Wedepohl, Editor Board: C.W. Correns, D.M. Shaw, K.K. Turekian, J. Zemann, 1974, vol. II-4.
- Krauskopf K.B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. — Geochim. et Cosmoch. Acta, 1956, 9, N 1.

- McBride M.B.* Copper II interaction with kaolinite: factors controlling adsorption. — *Clays and clay minerals*, 1978, vol. 26, N 2, P. 101—106.
- McCormick G.R.* Vanadium—Titanium bearing mixed-layered clay from potash sulphur Springs Arkansas. — *Clays and clay minerals*, 1978, vol. 26, p. 93—100.
- Weaver Ch.E.* Potassium, illite and the ocean. — *Geochim. et Cosmichim. Acta*, 1967, vol. 21, N 11, p. 2181—2196.

УДК 551.3.051. (571.1)

*Т.И. Гурова, З.Я. Сердюк, Н.П. Запивалов, В.И. Краснов,
В.А. Мартынов, Л.С. Ратанов, С.А. Степанов*

РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Обширная территория Западно-Сибирской плиты с начала палеозоя до современного периода — арена мощного осадконакопления. Однако особенности процессов осадконакопления до лудловского века остаются неясными ввиду малого количества информации. Имеющийся материал позволяет реставрировать эти процессы пока лишь в самых общих чертах для ограниченной территории юго-востока Западно-Сибирской низменности.

Результаты изучения керна глубоких скважин и обнажений в складчатом обрамлении низменности свидетельствуют о том, что в разные этапы геологической истории заметно менялись условия осадконакопления, в том числе состав атмосферы и гидросферы, климат, типы ландшафтов, органический мир и т.д. Все это обусловило формирование многообразных пород, сформировавшихся в различных седиментационных обстановках, эволюционировавших во времени и пространстве и объединяемых в крупные седиментационные циклы.

Первый цикл охватывает лудловско-визейское время и характеризуется накоплением преимущественно карбонатных и терригенных пород в пределах обширного эпиконтинентального моря в сложной системе прогибов и разделявших их поднятий [Девон..., 1980; Палеозой..., 1981].

В пределах поднятий существовали шельфовые (мелководношельфовые) обстановки осадконакопления, в которых ведущая роль принадлежала отмельным и межотмельным литофациям, находящимся в сложных взаимоотношениях между собой. Глубины шельфа, вероятно, достигали 20—30 м (максимум 50 м). Среди организмов значительную роль играли разнообразные группы сессильного бентоса и известковые водоросли. На основании экологического анализа и некоторых публикаций [Страхов, 1960; Сеницын, 1962] можно предполагать, что осадкообразование происходило в условиях теплого тропического (или субтропического) климата. На юго-востоке шельфовой зоны формировались главным образом обломочные известковые осадки, в которых захоронены фрагменты кораллов, водорослей, строматопорат, мшанок, брахиопод и т.п.

В прогибах, разделенных поднятиями, преобладало аллохтонное терригенное осадконакопление. Эти прогибы оказались заполненными либо кремнисто-глинисто-вулканогенными, либо песчано-алевритово-глинистыми ритмично наслоенными комплексами осадков. В основании этих комплексов развиты бассейновые (депрессийные) литофации, практически лишенные органических остатков (черносланцевые толщи), тогда как в верхних частях широко представлены субаэральные образования, нередко с обильными фрагментами наземных растений и иногда с углями. Видимо,

верхние части упомянутых толщ представляют собой комплекс заполнения депрессионных зон. Изученность терригенных комплексов прогибов несравненно более низкая, нежели карбонатных образований поднятий, так как большинство глубоких скважин пробурено именно на поднятиях.

На юге Западно-Сибирской плиты в пограничной зоне между мелководными поднятиями шельфа и относительно глубоководными участками депрессионных зон, вероятно, не повсеместно располагались линейные рифогенно-аккумулятивные литокомплексы и одиночные рифовые постройки различного типа. Они отделяли области мелководного карбонатонакопления от зон формирования осадков доманикоидного типа. Естественно, между рифовыми образованиями могли располагаться каналообразные понижения на шельфовом склоне, где происходило формирование оползневых и, возможно, турбидитных осадков. Отдельные органогенные постройки формировались и за пределами линейных рифов в условиях мелководных ландшафтов или на склонах депрессионных зон. В первом случае они достаточно быстро засыпались обломочным материалом и вновь возникали на новом месте, во втором — имели угнетенный облик и незавершенный цикл развития, захороняясь в карбонатном иле. Исходя из геологической истории развития южного обрамления Западно-Сибирской плиты, можно предполагать, что первая эпоха рифообразования протекала на границе лудлова и жедина, вторая соответствовала концу раннего девона и эйфельскому веку, третья могла быть на границе рифетского и франского веков. Судить о масштабах среднепалеозойского рифообразования пока что преждевременно.

Центральная часть Западно-Сибирского моря отличалась от южной большей глубиной (вероятно, до 200 м) и иными условиями осадконакопления. Здесь в спокойной гидродинамической обстановке формировались черные известковистые илы, содержащие главным образом планктонную и мелкую донную фауну (фораминиферы, конодонты, остракоды, мелкие строматопораты и т.п.).

Таким образом, в течение лудлов-визейского времени на территории Западно-Сибирской плиты в разнообразных морских обстановках происходило формирование мощных автохтонных карбонатных и черносланцевых толщ. Подобное карбонатообразование в дальнейшей истории развития плиты не повторилось. Некоторые из этих толщ могли быть нефтематеринскими, другие при наличии порово-трещинно-кавернозных коллекторов — резервуарами нефти и газа. Следует отметить, что на Малоичской, Верхне-Тарской, Еллей-Игайской, Останинской, Чкаловской и других площадях из этих образований получены промышленные и полупромышленные притоки нефти и газа.

Второй седиментационный цикл начинается со среднего карбона и прослеживается до ранней перми. В это время происходит регрессия моря, и на территории плиты возникают разобщенные эпиконтинентальные моря и многочисленные лагуны различных размеров, в которых происходило автохтонно-аллохтонное накопление преимущественно терригенно-глинистых осадков в условиях субтропического и влажного климата. Широкое развитие получили аккумулятивные континентальные и в меньшей мере аккумулятивные морские и прибрежно-морские ландшафты, где на отдельных этапах происходило угле- и карбонатонакопление. Денудационные ландшафты были развиты в обрамлении плиты и на внутренних ее поднятиях.

Третий седиментационный цикл протекал в поздней перми и триасе. Для этого времени характерны денудационно-аккумулятивные континентальные ландшафты с автохтонно-аллохтонными процессами осадконакопления терригенно-глинистых (а местами грубообломочных) пород

в условиях субтропического и умеренно влажного климата. Осадконакопление периодически осложнялось вулканической деятельностью, проявившейся в формировании мощных эффузивов основного и среднего состава, обогащения осадочных пород пирокластикой. Морские и прибрежно-морские ландшафты сохранялись лишь на севере плиты. В южных районах на широких площадях происходила пенеппенизация, формировались коры выветривания и связанные с ними скопления бокситов, железных руд и огнеупорных глин. В конце цикла произошла тектоническая активизация, что обусловило перемыв и перетолжение упомянутых выше кор выветривания, а также определило характер юрских ландшафтов и фациальные особенности континентального осадконакопления в следующем седиментационном цикле территории Западно-Сибирской плиты.

Четвертый седиментационный цикл охватывает ранне- и среднеюрскую эпохи. Раннеюрские континентальные ландшафты были денудационными и весьма ограниченно аккумулятивными на фоне сильно расчлененного и контрастного рельефа плиты. Осадконакопление имело преимущественно автохтонный характер (элювиально-делювиальные фации) в условиях влажного и теплого (субтропического) климата, способствовавшего достаточно высокой продуктивности биомассы (угленакопление). Аллохтонное осадконакопление имело подчиненное развитие.

В среднеюрскую эпоху получили распространение континентальные ландшафты аккумулятивного и денудационного типа с автохтонно-аллохтонным характером осадконакопления в условиях умеренно теплого и влажного климата, благоприятствующего биологической продуктивности и торфонакоплению.

Осадкообразование в среднеюрскую эпоху на северо-западе, севере и северо-востоке протекало в условиях прибрежной части моря. В окраинных частях плиты формировались осадки аллювиальной равнины, в центральных районах преимущественное распространение имели озерно-болотные фации. Вблизи обрамлений крупных поднятий формировались конусы выноса и другие грубообломочные литофации.

Для ранне- и среднеюрского литологического комплекса характерна пестрота литофаций и быстрое замещение их по латерали и в разрезе. Аллювиальные отложения русловых фаций представлены гравелитами, конгломератами, песчаниками и алевролитами с растительными остатками. Они замещаются алевролитами и глинами с прослоями углей фаций поймы. Русловые и пойменные осадки слагают большую часть разреза, поскольку в это время начинается формирование крупных речных долин. Озерные и болотные отложения представлены алевролитами, глинами, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками и прослоями углей. На крупных поднятиях и у их подножия формировались за счет размыва различных доюрских пород песчаные и грубообломочные, плохо сортированные осадки делювиально-пролювиального генезиса.

Мощности отдельных горизонтов речных песчаных пород достигают 30 м; из них получены промышленные притоки нефти на Казанской и Вартовской площадях.

Пятый седиментационный цикл знаменуется началом новой трансгрессии моря. К концу среднеюрской эпохи — началу келловейского века море с севера постепенно проникало на юг Западной Сибири. Береговая линия его характеризовалась значительной изрезанностью; формировались мелководные водоемы, заливы, иногда связанные с морем. В них накапливались осадки, характерные для зоны заливно-лагунного побережья, а в центральных районах — в условиях нормального морского режима. Это преимущественно глины, аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов, редко мелкозернистых алевритистых и алевритовых песчаников,

роль которых вверх по разрезу существенно возрастает, отмечаются прослои углей. В келловей-оксфорде в мелководных и прибрежно-мелководных условиях формировались мощные (6—20 м) песчаные пласты, к которым приурочены основные юрские залежи нефти и газа. Континентальный режим сохранился вблизи Урала, Казахстана и в Приенисейской части плиты. В Приуральской ее части выделялась островная зона с резкими колебаниями глубин моря. Здесь накапливались главным образом на склонах поднятий осадки нефтегазоносной вогулкинской толщи.

В киммериджский век происходило постепенное углубление морского бассейна, который на востоке соединялся с Арктическим морем через Хатангско-Ленский прогиб; формировались глинистые осадки.

Максимум позднеюрская трансгрессия достигла в волжский век, когда на значительной части территории происходило накопление морских аллохтонных глинистых отложений с растительным детритом, остатками ихтиофауны, кокколитофоридовыми водорослями, радиоляриями, диатомеями. Эти отложения содержат пирит, фосфаты, глауконит, встречаются прослои автохтонных карбонатных и кремнистых пород. В окраинных частях седиментационного бассейна наблюдается обогащение глинистых осадков песчано-алевритовым материалом. Песчаные отложения встречаются на юго-востоке и западе плиты.

Шестой седиментационный цикл в геологической истории Западно-Сибирской плиты представлен регрессивным комплексом осадков. В позднеюрский — валанжинский этап наметилась постепенная аридизация климата. Осадконакопление происходило в условиях, близких к субтропикам с периодическими колебаниями от семигумидных к семиаридным.

Отложения берриаса и нижнего валанжина накапливались в морских и прибрежно-морских условиях и представлены в основном глинистыми осадками с линзовидными пластами и прослоями песчаного и алевролитового материала. Только на юго-востоке плиты формировались пестроцветные автохтонно-аллохтонные терригенно-глинистые, иногда карбонатные осадки лагунного генезиса.

К концу валанжинского века произошло обмеление морского бассейна, усилилась тектоническая активность в областях сноса, что отразилось на составе осадков — накапливались в основном песчаные отложения: песчаники мелко- и среднезернистые, алевролиты песчаные и песчанистые, глины с примесью терригенного материала. К ним приурочены основные залежи нефти и газа. В западных районах преобладают глинистые породы.

К началу готеривского времени море покидает большую часть Западно-Сибирской плиты. В готериве и барреме развиваются аккумулятивные континентальные (на юге) и прибрежно-морские (на севере) ландшафты; в условиях субтропиков формировались автохтонно-аллохтонные песчано-алеврито-глинистые серо- и пестроцветные разнофациальные осадки. Пестроцветные отложения преимущественно распространены на юге плиты, а сероцветные — в центральных и северных районах. Пестроцветные глины, алевролиты и песчаники часто известковистые. Встречаются среди них прослои мергелей и глинистых известняков. На северо-западе плиты распространены зеленоватые-серые алевритистые и алевритовые глины с прослоями глинистых разнозернистых алевролитов, обогащенных растительным детритом; в северо-восточном направлении увеличивается количество песчано-алевритовых пород.

Седьмой седиментационный цикл соответствует времени новой прерывистой трансгрессии моря на Западно-Сибирскую плиту и начинается с раннего апта. В это время седиментационный бассейн несколько расширился; на значительной территории накапливались темно-серые глины с редкими

прослоями известняков. Временное обмеление морского бассейна отмечается в позднеаптском и раннеальбском веках с повышением роли песчаного осадконакопления. И только в среднем альбе во многих районах плиты устанавливается обстановка нормального морского бассейна. Начиная с позднего альба произошло значительное обмеление бассейна, сократилась его площадь, и в сеноманский век большая часть плиты представляла собой низменную равнину. Накопление осадков происходило в многочисленных водоемах типа озер, болот, в руслах и дельтах рек. Обогащение отдельных участков водоемов растительной органикой способствовало накоплению торфов. Вдоль восточного, юго-восточного и южного обрамлений плиты распространены в основном алевро-песчаные породы с прослоями алевролитов, а к центру преобладают алевроиты, глины и редко встречаются прослои песчаников, глинистых известняков.

Морские условия формирования глинистых осадков сохранились только на северо-западе региона.

С турона по маастрихт обширная трансгрессия с севера захватила почти всю территорию Западно-Сибирской плиты. В результате получили развитие морские и прибрежно-морские аккумулятивные ландшафты. В условиях влажного субтропического климата формировались аллохтонные терригенно-глинистые породы с глауконитом. В областях холодных вод моря накапливались автохтонные кремнистые, в более теплых — карбонатно-глинистые осадки. Для этих ландшафтов характерна высокая биологическая продуктивность.

Континентальные ландшафты сохранились только на крайнем юго-востоке плиты, где накапливались терригенные толщи осадков. Внутренние части обширного туронского бассейна характеризуются существенно глинистым составом аллохтонного осадконакопления; причем по мере удаления от береговой линии осадки становятся все более тонкозернистыми и тонкодисперсными, количество обломочного материала в них снижается; появляются пропластки известняков. В зоне прибрежно-морских фаций значительную роль приобретают песчано-алевроитовые породы с растительными остатками. На юго-востоке региона отложения турона представлены пестроцветными каолиновыми глинами с прослоями светло-серых песков.

В коньяк-сантон-кампанский век на большей части региона существовал режим открытого моря с нормальной соленостью. В начале периода осадконакопления значительную площадь занимала область мелководных и прибрежно-морских терригенных и хемогенных образований; создавались условия, благоприятные для формирования сидеритовых, гидрогетит-лептохлоритовых железных руд и глауконитов. В областях, удаленных от берега, шла садка кремнезема с образованием опок, диатомитов, опоквидных глин.

В маастрихтский век нормальный морской режим продолжал существовать на обширной территории, где происходило накопление известковистых глин, мергелей, глинистых известняков. Ближе к восточной окраине плиты располагалась зона прибрежно-морских фаций, где формировались песчано-глинистые осадки и гидрогетит-лептохлоритовые руды. На северо-западе региона отложения маастрихта представлены зеленовато-серыми опоквидными глинами.

Восьмой седиментационный цикл приходится на рубеж мелового и палеогенового периодов, когда происходят крупные изменения в климате, распределении суши и моря [Атлас..., 1967; Гурова, Казаринов, 1962; Палеоген..., 1978]. Западно-Сибирский морской бассейн в палеоцене имел сокращенные размеры, был мелководен; по его периферии отлагались кварцево-глауконитовые пески, кремнистые, глинистые осадки, а в Се-

верном Приуралье — марганцевые руды; приобрели заметную роль диатомовые глины и диатомиты. В прибрежной части бассейна накапливались темно-серые некарбонатные глинистые осадки. Биота в нем была представлена моллюсками, бентосными фораминиферами, радиоляриями, остракодами, диатомовыми водорослями и силикофлагеллатами. Обширные площади на юге, юго-востоке и востоке плиты занимали ландшафты низменных озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин. Здесь накапливались продукты размыва кор выветривания — бело- и сероцветные глины, пески, алевроиты с углистыми прослоями.

Береговая линия палеоценового морского бассейна не была стабильной; во второй половине эпохи море заметно регрессирует на северо-востоке и мелет на юге.

Девятый седиментационный цикл приходится на эоценовую эпоху. В эоцене вновь постепенно нарастает трансгрессия. Море занимает значительные площади прибрежных низменных равнин. В ранне- и среднеэоценовое время накапливаются преимущественно кремнисто-глинистые морские осадки и по периферии бассейна плиты кварц-глауконитовые пески. Максимальное распространение и продуктивность приобретает биос на кремнистой основе — диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, радиолярии; на широких полях периферии бассейна отлагались диатомовые глины, диатомиты, опоки. На низменной суше, окружающей морской бассейн, аккумуляровались озерные и аллювиальные отложения за счет перемыва и перетложения продуктов коры выветривания. На южном и юго-восточном обрамлении отлагались кварцевые пески, преобразованные затем в кварцитовидные песчаники.

В позднем эоцене морской бассейн достигает максимальных размеров. Береговая линия проходит у восточного склона Урала, близ Казахского нагорья, близко подходит к юго-восточному обрамлению региона (район Томска, западные районы Новосибирского Приобья и др.). Прибрежно-морские фации типа ваттов сложены переслаивающимися с песком зелеными листоватыми, бейделлитовыми глинами с обильными пиритовыми и сидеритовыми включениями, часто с растительными остатками, известны проявления сидеритовых и лептохлоритовых железных руд. Такие же глины, но без песчаного материала, отлагались в центральной части бассейна. Осцилляции береговой линии привели к появлению на периферии бассейна континентальных осадков, вклинивающихся в морские и состоящих из песков, глин, пластов бурого "угля". Известны в континентальных фациях россыпи ильменита и циркона.

В олигоцене морское осадконакопление на Западно-Сибирской плите сменяется континентальным; здесь воцаряются ландшафты величайшей в мире аккумулятивной аллювиальной и озерной равнины — низменности, знаменующей начало десятого цикла осадконакопления. Аллювиальные песчаные отложения сменяются в разрезе озерными и болотными алевропелитовыми осадками. Гумидный климат олигоцена и очень слабая дренированность территории способствовали ее интенсивному заболачиванию и формированию торфяных залежей, превращенных в процессе эпигенеза в бурые угли. Пышная мезофильная растительность тургайского типа обеспечивала насыщенность формирующихся отложений обильным растительным детритом. Вблизи обрамления в локальных депрессиях отложились каолинитовые глины, обладающие свойствами огнеупоров.

Позднеолигоценый цикл осадконакопления характерен развитием озерных бассейнов на обширных территориях, превращением больших площадей плиты в ряд пресноводных акваторий, составляющих в общем огромный бассейн, в котором накапливались тонкие песчаные и алевропелитовые осадки. В них часто встречается глауконитоподобный материал,

остатки пресноводных диатомовых водорослей, спикулы губок и др. Вероятно, озера были мелкими, большей частью проточными, что обеспечивало широкое площадное осадконакопление. Пляжевые фации были благоприятны для формирования ильменит-цирконовых россыпей, проявления которых встречаются как в периферических районах бассейна, так и в его центральной части (например, район Тары). Окраины плиты были заняты аллювиально-озерными ландшафтами. С верхнеолигоценовыми отложениями озерных прибрежий на юге плиты связаны проявления железных оолитовых руд.

Распад и осушение описанных акваторий происходят в раннем миоцене. Вновь находят широкое распространение фации заболоченных водоемов, торфяники, скопления крупного и мелкого растительного детрита, давшие многочисленные мелкие залежи бурого угля, хотя в эволюции растительности к этому времени намечается обеднение, связанное с первыми волнами аридизации.

К середине миоцена активизируются эрозионные и аккумулятивные процессы, закладывается погребенная позже эрозионная сеть; широкое распространение приобретают аллювиальные и аллювиально-озерные фации: пески, алевриты, алевритовые глины, насыщенные истертым растительным детритом. На окраинах плиты аллювий представлен песчано-галечными толщами. За первыми волнами аридизации, приведшими к распространению открытых лугово-степных ландшафтов на аллювиально-озерной равнине, юг плиты был полностью превращен в аридную зону. В позднем миоцене на юге равнины в мелководных озерных бассейнах накапливались монтмориллонитовые глины с прослоями мергеля, с железо-марганцевыми конкрециями и оолитами, с гипсом. С этими отложениями связана цепочка гипсовых месторождений, протянувшаяся от предгорий Алтая к Прииртышью и Казахскому нагорью. Глины с горизонтами карбонатных конкреций широко распространены в других южных районах Западно-Сибирской равнины (Кулунда, Обское Прииртышье и др.). Близкие условия осадконакопления сохраняются и в плиоцене, только заметно оживляется речная деятельность, и в толще глин часто наблюдаются горизонты аллювиальных песков. Тонкодисперсные глины неогена представляют интерес для промышленности, так как обладают отбеливающими свойствами.

Довольно резко смена условий осадконакопления происходит в позднеплиоценовую эпоху: оживление тектонических движений обуславливает проявление размыва нижележащих толщ на широких площадях, появляются грубые осадки аллювия, а у обрамления — и пролювия; глинистые отложения содержат большую примесь рассеянных карбонатов, тонкого песчаного и пылеватого материала.

В связи с проявлением в четвертичное время значительных климатических колебаний возрастает дифференциация ландшафтных обстановок: на севере неоднократно появляются и исчезают ледниковые покровы и накапливаются морены, чередующиеся с межледниковыми слоями, на юге распространяются перигляциальные обстановки, связанные с развитием мерзлоты и морозного выветривания в века оледенений. На крайнем севере плиты проявились изостатические трансгрессии моря на континент, морские осадки чередовались с ледово-морскими и континентальными моренами. Обширная территория плиты долго оставалась аккумулятивной низкой равниной, пока не наступило ее эрозионное расчленение и не стабилизировались современные аккумулятивные и денудационные ландшафты.

Таким образом, эволюция осадконакопления в фанерозое на территории Западно-Сибирской плиты имела необратимый характер. Лудлов-ви-

зейский седиментационный цикл характеризуется широким развитием процессов карбонатонакопления. После регрессии среднепалеозойского моря наступила эпоха пенепленизации, в продолжении которой сформировались мощные коры химического выветривания. В триасе происходила тектоническая активизация, сопровождавшаяся блоковыми подвижками, массовыми излияниями лав и выбросами пирокластического материала. Весь мезозойский период истории характеризуется аллохтонно-автохтонным накоплением песков и глин. Карбонатонакопление в значительных масштабах больше уже никогда не возникало.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. Палеогеновый, неогеновый и четвертичные периоды. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мингео СССР, 1967
- Гурова Т.И., Казаринов В.П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М.: Гостоптехиздат, 1962. 288 с.
- Девон и карбон азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980. 153 с.
- Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.
- Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. 145 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 267 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. Т. 2. 576 с.

УДК 551.3.051:551.263.036 (571.5)

*Р.Г. Матухин, В.И. Будников, О.В. Вааг, А.В. Ван,
Е.П. Марков, Р.С. Родин, Э.Е. Романова, П.Н. Соколов*

ИСТОРИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Эволюция процессов осадконакопления при формировании чехла Сибирской платформы определялась многими факторами, важнейшими из которых были тектонический, обуславливающий трансгрессивный или регрессивный ход развития бассейнов; климатический, контролировавший в совокупности с первым выветривание водосборов и как следствие состав осадков, поступающих в конечные водоемы стока, а также гидродинамические и гидрохимические особенности последних; вулканогенный, существенно влиявший в отдельные этапы на процесс седиментации; и другие, значение которых было более или менее определяющим в разные периоды позднедокембрийско-фанерозойской истории региона.

В рифейское время основная территория Сибирской платформы была источником сноса обломочного материала, накапливавшегося в наиболее глубоких впадинах кристаллического фундамента. Первые опускания и трансгрессии моря в раннем рифее происходили в юго- и северо-восточных частях платформы, где в некомпенсированных прогибах формировались красноцветные высокозрелые песчаники и гравелиты гонамской (Юдомо-Майский прогиб) и мукунской (западный склон Анабарской антеклизы) свит, подстилающие мощные (до 500 м в Прианабарье и до 1200 м в Юдомо-Майском прогибе) толщи доломитов, чередующихся с алевролитами и песчаниками.

В конце раннего рифея регрессировавший морской бассейн с водами слабо повышенной солености сохранился в северо-восточной части плат-

формы, чем обусловлено согласное залегание в разрезах Анабарского и Оленёкского поднятий среднего рифея на нижнем.

В других районах средне- и верхнерифейские образования залегают с размывом на нижнерифейских отложениях или на кристаллическом фундаменте. Осадконакопление в начале этого времени сосредоточивалось в основном в узких прогибах по периферии платформ. Из-за их неравномерного опускания происходила неоднократная смена трансгрессивных режимов осадконакопления регрессивными, что привело к накоплению высокозрелых грубозернистых терригенных образований в нижних частях разрезов, глинисто-известково-доломитовых — в средних и преимущественно терригенных полимиктовых образований — в верхних.

Во внутренние районы платформы море временами проникало лишь в самом конце рифея.

В венде постепенно трансгрессирующий морской бассейн заполняет практически все отрицательные структуры платформы. Происходит обособление двух фациальных зон, граница между которыми улавливается на юге, в бассейне р. Чаи. К западу от этой границы развиты преимущественно терригенные осадки, восточнее и северо-восточнее появляются прослой и пачки карбонатных пород, наиболее широко распространенные на северном склоне Алданского щита.

Начало кембрия ознаменовалось дальнейшим наступлением моря. Залегающая во многих разрезах в основании кембрия маркирующая пачка серых и светло-серых кварцевых и кварцитовидных песчаников (парфеновская пачка среднемоетской подсвиты и ее стратиграфические аналоги), по мнению многих исследователей, представляет собой продукт перемыва предкембрийской коры выветривания.

Трансгрессивный режим осадконакопления просуществовал на территории Сибирской платформы до начала регрессии, достигшей своего максимума в майское время среднего кембрия, когда на большей части южной половины платформы установились континентальные и лагунно-континентальные условия, просуществовавшие после незначительной ингрессии моря в самом начале позднего кембрия до конца периода.

По характеру ранне- и среднекембрийских осадков территория Сибирской платформы подразделяется на три крупные палеогеографические провинции: Юдомо-Оленёкскую (нормально-морскую), Турухано-Иркутско-Олекминскую (солеродную) и Анабаро-Синскую (рифогенную).

Анализ вещественного состава, а также палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадочных толщ в пределах Турухано-Иркутско-Олекминской провинции показывает, что в раннем и среднем кембрии эпохи соленакопления неоднократно сменялись эпохами карбонатообразования (см. рисунок, вкл.). Периодические, но неравномерные опускания отдельных блоков платформы в условиях аридного климата обусловили формирование разновеликих по мощности соленосных толщ и различную степень их соленасыщенности.

В эпохи соленакопления концентрирование рапы происходило быстро, обуславливая массовую садку галита, начинавшуюся практически одновременно на обширных территориях. В результате накапливались мощные пласты и пачки каменных солей, прослеживающиеся на сотни километров, что особенно характерно для пластов, перекрывающих карбонатные пачки. В прибортовых зонах на выклинивании пластов соли нередко залегают седиментационные карбонатные брекчии, указывающие на существование кратковременных перерывов в осадконакоплении в этих частях бассейна. Об этом же может свидетельствовать и часто наблюдаемая выдержанность

суммарных мощностей карбонатных отложений, располагающихся как внутри соленосной толщи, так и в коррелятивных ей бессолевыми образованиях.

Во время формирования кембрийской соленосной толщи концентрация рапы неоднократно достигала очень высоких степеней, обуславливая возможность выпадения в осадок не только сильвина, но и карналита. Максимальное количество калийных солей, как правило, связано с наиболее соленасыщенными частями разрезов, характеризующими участки интенсивных конседиментационных прогибаний. Именно к одной из таких зон приурочен недавно открытый Непский калиеносный бассейн. Благоприятные условия для формирования крупных скоплений калийных солей на разных этапах кембрийского периода создавались, вероятно, также в северо-западной части Канско-Тасеевской и в северо-восточных конседиментационных прогибах Илгинской впадин.

Юдомо-Оленёкская палеогеографическая провинция по условиям осадконакопления практически на протяжении всего кембрийского периода резко отличалась от остальной части платформы. В алданское время здесь происходило формирование карбонатов — сначала преимущественно доломитов, а позднее известняков. В ленско-амгинское время на территории Юдомо-Оленёкской провинции существовал открытый морской бассейн с водами нормальной и пониженной солености, где формировались осадки доманикоидного типа. Характерная черта последних — малая мощность (до 50–60 м), преимущественно глинистый состав, значительная примесь кремнистого материала и резкое обогащение (до 10–15% массы породы) отдельных горизонтов органическим веществом (куонамская и иниканская свиты).

Рифовая зона кембрийского бассейна, выделяемая в Анабаро-Синскую палеогеографическую провинцию, прослеживается от северных склонов Алданского щита до северо-западного Прианабарья. На северо-западе платформы рифогенные образования в составе костинской свиты прослеживаются от Туруханского района в северо-восточном направлении. Предполагается [Савицкий, Асташкин, 1979], что непрерывные рифовые постройки существовали в это время и в северной части Тунгусской синеклизы. Рифогенные образования и формировавшиеся в результате их частичного разрушения карбонатные валы (зарифовые фации) выполняли роль седиментационного барьера, отделявшего северо-восточный открытый морской бассейн с маломощными отложениями доманикоидного типа от юго-западного эпиконтинентального соллеродного моря с мощностями осадков, измеряемыми тысячами метров.

В конце амгинского — начале майского веков общий режим осадконакопления претерпел существенные изменения. Майский век был максимально регрессивной эпохой кембрия. Этот режим, несколько прерванный позднекембрийской ингрессией, просуществовал до конца периода.

Новая мощная трансгрессия морского бассейна началась в раннем ордовике, достигнув своего максимума в среднечуновское время, когда на большей части платформы в мелководно-морских условиях формировались карбонатные, преимущественно известковые осадки с богатым комплексом фауны. Однако уже в конце раннего ордовика почти на всей территории платформы устанавливается режим континентального осадкообразования. В западной и северной ее частях происходило формирование кор выветривания каолининового типа, а в южной (Иркутский амфитеатр, Березовская, Присяно-Енисейская впадины) в отдельных замкнутых водоемах накапливались красно- и пестроцветные, в ряде случаев повышено меденосные терригенные и сульфатно-карбонатно-терригенные отложения.

В среднем и позднем ордовике фиксируется трехкратное чередование морских трансгрессий и регрессий. В связи с тем что платформа к тому времени была существенно выровненной, а моря — мелководными, смена господства морских условий осадконакопления континентальными или, наоборот, континентальных морскими осуществлялась очень быстро при незначительных тектонических подвижках. Изменения режимов осадконакопления привели к формированию в разрезах среднего и верхнего ордовика двух крупных формаций: сероцветной глинисто-карбонатной и пестроцветной гипсоносно-карбонатно-терригенной.

Сероцветная глинисто-карбонатная формация распространена в пределах Тунгусской синеклизы, где ее мощность достигает 100—150 м. Базальные горизонты формации формировались на размытой поверхности нижнеордовикских образований; они сложены преимущественно высокозрелыми алевритами, песчаниками и гравелитами. С отложениями данной формации в ряде мест Тунгусской синеклизы связаны скопления фосфоритов, повышенные концентрации железорудных, марганцевых, свинцовых и медных образований.

Пестроцветная гипсоносно-карбонатно-терригенная формация мощностью от 300 до 500 м распространена на юге, востоке и северо-западе платформы. В бассейне верхнего течения р. Лены с ней связаны проявления гематит-шамозитовых, а в бассейне р. Непы — сидеритовых руд. В ряде горизонтов формации установлены также повышенные концентрации свинца, меди и фосфора.

В конце ордовикского — начале силурийского периодов море снова покинуло пределы платформы. Очередная трансгрессия произошла в начале среднеландоверийского времени, к концу которого единый бассейн распространился на всю территорию Тунгусской синеклизы. На западе и востоке последней накапливались глинисто-карбонатные (граптолитовые сланцы), а в центральных частях — карбонатные осадки суммарной мощностью от 100 до 650 м.

В позднем ландовери и венлоке карбонатонакопление достигло своего максимума. Судя по вещественному составу пород и комплексу палеонтологических остатков, в это время господствовали условия нормальной морской седиментации, способствовавшие расцвету многих фаунистических групп, особенно колониальных кораллов, постройки которых широко развиты вдоль приенисейского борта платформы.

В начале лудловского века морской бассейн снова значительно уменьшил свои размеры, что способствовало преобладающему распространению фаций повышенно-засоленных режимов. В конце силура связь его с открытым морем, видимо, полностью прекратилась. Наиболее полная картина осадконакопления в девоне и раннем карбоне может быть восстановлена сейчас лишь для территории северо-запада платформы [Матухин, Менер, 1974].

Отмеченная выше регрессия позднего силура продолжалась какое-то время и в начале девона, когда на значительной территории установились условия, способствовавшие накоплению пестроцветных карбонатно-глинистых и сульфатных осадков. Наиболее мощные сульфатонесные толщи характеризуют районы, расположенные к северу от оз. Хантайского. Здесь же эвапоритонакопление достигало иногда галитовой стадии. Начавшаяся во второй половине жединского века первая девонская трансгрессия была максимальной в раннем эмсе, обусловив существование весьма значительного по размерам (намного больше контуров современного распространения пород курейской и разведочнинской свит) нормального морского бассейна с существенно опресненной прибрежной зоной. В составе накопив-

шихся в это время осадков выделяются выдержанные на многие десятки километров горизонты, обогащенные железом, марганцем и фосфором.

В конце раннего — начале среднего девона произошла быстрая регрессия, в результате которой море покинуло Сибирскую платформу, обусловив существование регионального предмантуровского перерыва осадконакопления, после которого морская седиментация в условиях главным образом повышенно засоленных гидрхимических режимов возобновилась в начале эйфеля. Подток морских вод Арктического бассейна в это время, видимо, был мощным, но очень кратковременным, что определило возможность формирования на значительных территориях преимущественно пестроцветных терригенно-сульфатно-карбонатных и временами в зонах максимального погружения соленосных осадков.

Одна из наиболее значительных девонских трансгрессий произошла в живетском веке, когда впервые после силура на огромных пространствах Сибирской платформы возобновлялись условия нормально морского режима осадконакопления, который возникал в последующие эпохи еще дважды: в среднем фране и в позднем турне, после чего на Сибирской платформе практически закончилось мощное карбонатакопление.

Новый, качественно иной этап в истории развития платформы начался в позднем палеозое. Повсеместное развитие в это время получает режим внутриконтинентальных бассейнов, озер и болот, в которых происходит накопление терригенных песчано-глинистых осадков и торфяников. Лишь по периферии Сибирской платформы, в пределах Таймыра и Верхоянья, простиралось море, в мелководной шельфовой зоне которого шло накопление песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных осадков, содержащих богатые комплексы морской фауны (брахиоподы, амmonoидеи, кораллы и др.).

Изменение по разрезам разного рода литологических и геохимических параметров пород, как и содержание в них палеонтологических остатков, указывает на многократное повторение в различных районах Сибирской платформы сходных условий и обстановок осадконакопления. Повторяются литогенетические типы пород, фации, однотипные циклы разных порядков, трансгрессивные этапы неоднократно сменяются регрессивными, однако все это происходит на фоне неуклонно развивающейся регрессии и изменения обстановок от морских к континентальным.

Важно отметить, что аналогичная тенденция направленного развития регрессии во времени установлена и в акваториях. Если в карбоне и перми здесь существовал нормально морской режим и шло интенсивное осадконакопление, то в поздней перми обстановка резко изменилась: морской бассейн на Таймыре отступил далеко на восток, сократилась площадь, занятая морем в пределах Верхоянья. Уменьшается во времени интенсивность прогибания, соответственно сокращаются мощности осадков. Начавшееся еще в конце раннепермской эпохи формирование торфяников в западных районах Таймыра получает широкое развитие в поздней перми; аналогичная картина характерна для Предверхоянского прогиба.

Основное полезное ископаемое, связанное с верхнепалеозойскими отложениями Сибирской платформы, — уголь. Тунгусский угленосный бассейн — крупнейший в мире. Здесь на огромной территории в течение каменноугольного и пермского периодов существовали оптимальные условия для развития торфяников. Было бы, однако, неверным представлять себе, что образование последних происходило непрерывно и повсеместно на всей Сибирской платформе. Здесь отчетливо выделяются два крупных цикла осадко- и торфонакопления: каменноугольно-раннепермский и позднепермский. Для каждого из них характерно нарастание

интенсивности торфообразования во времени. Вначале формировались базальные части угленосной формации (тушамская свита, нижняя подсвита пеляткинской свиты и их аналоги), лишенные угольных пластов. Затем процессы торфообразования усиливались и, наконец, достигали своего максимума (бургуклинская и дегалинская свиты). С этими свитами связаны многочисленные угольные пласты промышленной мощности. На Кокуйском месторождении угля в бургуклинской свите (нижняя пермь) содержится 15 рабочих пластов общей мощностью 76,6 м, причем мощность пласта 20 в среднем по месторождению составляет 51,4 м, а в отдельных разрезах превышает 70 м.

Верхнепалеозойские отложения перспективны также на газ. Значительная часть открытых в Восточной Сибири месторождений газа и конденсата приурочены к пограничным горизонтам перми и триаса (имеются в виду газовые и конденсатные месторождения, выявленные в верхнепермских — нижнетриасовых отложениях Вилюйской синеклизы, на Хапчагайском валу).

Для позднего палеозоя характерно резкое возрастание интенсивности накопления осадков, увеличение содержания в них рассеянного органического вещества. Именно в позднем палеозое накопилась основная масса осадков, в которых было захоронено более половины (28 трлн. т) всего рассеянного в осадочном чехле Сибирской платформы органического вещества. Здесь не учтено около 3 трлн. т последнего, представленного в концентрированном виде (пласты углей). Представляется, что наибольшего внимания для поисков газовых месторождений в пределах Тунгусской синеклизы заслуживают ее северные и центральные районы (Аянский, Анамский, Юктелинский, Кочечумский своды), где отмечается сочетание наиболее благоприятных факторов.

Не менее важное значение имеют верхнепалеозойские отложения для поисков алмазов. В среднем карбоне в районах, где на рубеже позднего девона — раннего карбона интенсивно проявились процессы ультраосновного (кимберлитового) магматизма, формировались толщи первичных осадочных коллекторов алмазов ближнего переноса. Таковыми являются грубообломочные, почти несортированные осадки, сложенные обломками местных пород нижнего палеозоя с примесью “экзотических” — кислых эффузивов, кремней, яшм, высоко- и низкотемпературного кварца, кварцитов, а также минералов-спутников алмазов (высокохромистых пиропов, пикроильменита, хром-диоксида и др.) и самих алмазов. Наиболее благоприятны для накопления продуктивных осадков элювиальные, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные фации плоских возвышенностей, их пологих склонов и русел палеоводотоков.

Кроме угля, газа, алмазов, верхнепалеозойские отложения Сибирской платформы представляют большой интерес также для поисков каолинов, бентонитов и других полезных ископаемых.

Мезозойско-кайнозойский этап осадконакопления обнаруживает ярко выраженную регрессивную направленность, прерывающуюся кратковременными трансгрессиями лишь в тоаре и поздней юре—валанжине. Площади бассейнов постепенно сокращаются от триаса к четвертичному времени. Вследствие этого меняются и условия осадконакопления: морские и прибрежно-морские фации отмечаются в триасе и юре практически во всех краевых впадинах платформы, но уже в позднюрскую эпоху море сохраняется лишь на севере Ленской впадины и в Лено-Хатангском прогибе. В Тунгусской синеклизе в триасе происходит накопление вулканогенно-осадочных толщ, а на самом юге платформы, в Ангаро-Чулымском и Ангаро-Вилюйском прогибах, на юге Иркутского амфитеатра и в пределах

Алданского щита в раннеюрское время формировались континентальные угленосные осадки. В мелу этот процесс продолжался лишь на Алданском щите.

Дальнейшее поднятие Сибирской платформы приводит к тому, что в меловое время море регрессирует в Лено-Хатангский прогиб, а в остальных бассейнах накапливаются континентальные осадки. В кайнозое же осадконакопление носило реликтовый характер, локализуясь в отдельных мелких впадинах (районы рек Алдан, Подкаменная Тунгуска и др.).

Осадочные породы мезозойско-кайнозойского возраста на Сибирской платформе представлены терригенными разностями: песчаниками, алевролитами, глинами, среди которых часто встречаются горизонты шарообразных конкреций диаметром до 3 м (ынгырская свита нижнего мела в районе пос. Жиганск).

Состав терригенного и аутигенного материала в породах закономерно меняется по разрезу, отражая степень выветривания водосборов. Особенно активным химическое выветривание на платформе было в ладинский век среднего триаса, в рэт-лейасе, на границе ранней и средней юры, в поздней юре, в апт-сеномане, сеноне, дат-зоцене. В эти отрезки времени формировались породы с повышенным содержанием кварца и обломков кварцевых пород в терригенной части и с разнообразными аутигенными минералами типа железистых хлоритов, глауконита, франколита и т.д. В глинистой составляющей, как правило, преобладает каолинит. В промежутках между указанными эпохами накапливались осадки с преобладанием полевых шпатов и обломков алюмосиликатных пород, в которых основной аутигенный минерал — кальцит, а глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом.

Наиболее широким развитием на территории Сибирской платформы пользуются коры выветривания рэт-лейасового и мел-палеогенового возраста. Продукты выветривания первой из них в переотложенном состоянии (кварц-каолиновые пески, фосфориты, россыпи тяжелых минералов) известны по всей восточной и южной окраинам платформы, где развиты юрские отложения. Установлены и остаточные коры предъюрского возраста, в том числе и латеритного типа, на северо-западной окраине Вильюнской синеклизы [Иванова, Масайтис, 1971]. Бокситоносные коры выветривания мел-палеогенового возраста выявлены на юго-западной окраине платформы, в Котуй-Маймечинском районе, в Муруктинской котловине, в бассейне верховий р. Оленёк и р. Мархи [Родин, 1980].

Анализ материалов, касающийся экзогенных полезных ископаемых мезозойско-кайнозойского возраста, позволяет уверенно говорить о том, что большинство из них связано с эпохами интенсивного химического выветривания. К ним относятся бокситы (юго-запад платформы, восточная часть Тунгусского траппового плато, Котуй-Маймечинский район, Западное Прибайкалье), железные руды (северный склон Алданского щита, Приангарье), фосфориты, проявления которых установлены по всей периферии платформы и на всех указанных уровнях усиления химического выветривания, а также россыпи алмазов, золота и др.

В период между эпохами корообразования накапливались аркозовые и полимиктовые осадки, с которыми связаны угленосные формации Ангаро-Чулымского прогиба, Иркутского амфитеатра, Южно-Якутских мезозойских впадин, а также Ленского прогиба.

Особая роль в истории формирования чехла Сибирской платформы принадлежит вулканической деятельности, неоднократные активизации которой были различными по масштабу и месту проявления.

Наиболее древние (кембрийские) магматические образования (базаль-

товые покровы, трубки взрыва, жерловые и интрузивные тела основного состава, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники и т.д.) известны на северо-востоке платформы в районе Оленёкского поднятия. Весьма активными с кембрия по силур включительно были проявления вулканизма на юге, в зоне сочленения платформы с окружающими ее складчатыми сооружениями. Следы его обнаруживаются в виде примеси преимущественно кислого по составу взрывчатого материала в соленосных отложениях Иркутского амфитеатра и на Куюмбинской площади.

Значительные количества телепирокластического материала отмечаются в ордовике и силуре северо-запада платформы. В бассейне р. Подкаменной Тунгуски встречены покровы спилитов среди ордовикских образований [Марков, Черкасов, 1981].

Более активной по сравнению с предыдущими этапами магматическая деятельность была в девоне. Наибольшего масштаба она достигала на территории Патомско-Вилуйского авлакогена, где повсеместно развиты пластовые и трещинные интрузии траппов, покровы трахибазитов, трубки кимберлитов. В разрезах верхнего девона Вилуйской синеклизы установлено в ряде случаев весьма значительное присутствие пирокластического материала кислого и щелочного состава.

Широко распространены пирокластические образования в нижнем карбоне Кемпедняйской впадины. Они также отмечены в разрезах юга и юго-запада платформы. В воздымающихся частях ее восточных районов в это время происходили внедрения кимберлитовых магм.

По масштабам проявлений тектоно-магматические процессы были ограниченными, но в минерагеническом отношении их роль трудно переоценить — они обусловили формирование крупной кимберлитовой провинции, ставшей источником как коренных алмазов, так и их россыпей.

Наиболее мощное проявление магматизма произошло на позднепалеозойском — раннемезозойском этапе, когда излияние огромных объемов базальтовой магмы, сформировавшей трапповую формацию, достигло 1,5 млн. км².

Следующий этап вулканической активизации охватывает период с ранней юры до раннего мела. Локальный характер ее ограничивался формированием щелочных интрузий на Алданском щите и кимберлитовых тел на Оленёкском поднятии.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова В.П., Масайтис В.Л. Доюрская аллитовая кора выветривания на р. Мархе (Восточная Сибирь). — Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 126, с. 92—94.
- Марков Е.П., Черкасов Г.Н. Стратиформная медная и фосфатная минерализация в ордовике юго-запада Сибирской платформы. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе, 1981, с. 317—319.
- Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 128 с.
- Родин Р.С. Особенности формирования мезозойско-кайнозойских латеритных кор выветривания Сибирской платформы. — В кн.: Минерагения зон гипергенеза. М.: Наука, 1980, с. 64—71.
- Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГиМС, 1979, вып. 270, с. 5—18.

О РАЗВИТИИ МОРСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Накопление карбонатных осадков в морях — функция органического мира, физико-химических условий среды седиментации (морской воды) и структуры (строения) бассейна. Зональности распределения организмов в морях и океанах посвящена огромная литература, ее разбор не входит в нашу задачу. Из свойств морской воды для карбонатонакопления имеют значение состав ионов и растворенных газов, а также температура. Если первый признак (состав газов, катионов и анионов) остается достаточно постоянным и практически не зависит от общей солености, то температурный режим морей и океанов изменяется в широких пределах. По этому показателю выделяются четыре суперзоны: полярная, бореальная и нотальная, субтропическая и тропическая, которые различаются между собой как по среднегодовым температурам, так и по характеру их колебания в течение года. Важно отметить, что с температурным режимом тесно связаны ассоциации животных и растений, поставляющие основные объемы материала, составляющего современные карбонатные илы [Казанский, 1974, 1976].

Другой важнейший показатель — глубина бассейна, с которой также связаны колебания температуры. Выделены четыре зоны: прибрежная, шельфовая, континентального склона и пелагическая, в которых, кроме температурного режима, изменяются и гидродинамические условия. В прибрежной зоне максимально проявляется влияние температурного режима суши. Здесь можно выделить гумидные и аридные субзоны (табл. 1). Выделение субзон по балансу влажности мало сказывается на составе собственно карбонатных осадков. Их специализация проявляется в составе эвапоритных минералов.

Зоны, характеризующиеся большими мощностями водных масс (континентального склона, пелагические), имеют вертикальную температурную зональность, которая существенно влияет на состав конечного карбонатного осадка. Это объясняется тем, что раковинный и детритовый материал, выпадая из верхних слоев, дифференцируется как по минералогическому составу, так и по ассоциациям организмов [Лисицын, 1974]. Существуют уровни в придонных частях пелагических зон, где карбонатное вещество растворяется почти полностью (уровни карбонатной компенсации).

Областями максимального карбонатонакопления являются субтропическая и тропическая суперзоны, которые различаются по присутствию в тропической области органических построек типа рифов, а также остатков водорослей рода халимеда и герматипных шестилучевых кораллов. Эти отличия достаточно четко фиксируются в прибрежной и шельфовой зонах, тогда как в более глубоких частях бассейнов эти индикаторы исчезают.

Переходя к вопросам типизации древнего карбонатонакопления, следует подчеркнуть, что имеющиеся данные, полученные как путем изучения самих карбонатных пород, так и иными методами, позволяют говорить о непостоянстве всех трех факторов карбонатной седиментации в морских условиях: органических сообществ, газово-солевого состава и температурного режима. Если развитие органического мира шло путем усложнения морфологии скелета и более широкого расселения ассоциаций животных и

Таблица 1
 Схема типизации зональности морского карбоната накопления
 для современных условий

| Суперзоны | Зоны и субзоны | | | |
|---------------------------|---------------------|---------------------------|--|--|
| | Прибрежные | Шельфовые | Континентального склона | Пелагические |
| Полярные | Гумидные Аридные | Полярные | Полярные Бореальная и нотальная | Полярные Бореальная и нотальная Полярные |
| Бореальная и нотальная | То же | Бореальная и нотальная | Бореальная и нотальная | Бореальная и нотальная Полярные |
| Субтропические | " | Субтропические | Субтропические Бореальная и нотальная | Субтропические Бореальная и нотальная Полярные |
| Тропическая | " | Тропическая | Тропическая Субтропические Бореальная и нотальная | Тропическая Субтропические Бореальная и нотальная Полярные |

растений в морских и океанических акваториях, то изменение солевого и газового составов морской воды расшифровывается как поэтапное замещение одних ионов другими при постепенном возрастании абсолютных количеств хлора, сульфат-иона и натрия и уменьшения отношения кальция к магнию [Казанский, 1977]. Одновременно фиксируется общее понижение среднегодовых температур, хотя этот процесс носил, как это выяснено для фанерозоя, сложный характер [Боуэн, 1969; Ясаманов, 1981].

Обобщение всех данных позволяет наметить семь этапов в развитии морского карбоната накопления, 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, показаны в табл. 2. В дополнение к ней можно отметить следующее. Наиболее древний этап охарактеризован карбонатными породами, претерпевшими значительные постседиментационные преобразования, включая региональный динамотермальный метаморфизм. В связи с этим, а также благодаря редкой встречаемости карбонатных пород этого возраста на поверхности Земли, в настоящее время можно судить только о характере прибрежных и шельфовых осадков. Их особенность — появление следов органогенных структур, в том числе и небольших органогенных построек и предположительно прибрежных осадках. В связи с этим возможно распространение биокластических осадков в более глубоководных обстановках.

Следующий этап, охватывающий конец раннего протерозоя — венд, охарактеризован почти всеми типами обстановок, и каждая имеет свой набор специфических индикаторов. Так, осадки прибрежной зоны отли-

чаются 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 случаи, когда органогенные постройки пространственно располагаются 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 кряже выделены осадки карбонатного флиша, где в роли нижнего терригенного слоя выступают обломочные известняки, перекрывающиеся хемогенно-обломочными слойчатыми 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 принимают участие архециаты и кораллы. В межрифовых участках широко распространены биокластические карбонатные осадки с разнообразной гранулометрией. 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 широкое распространение получает 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 карбонатонакопления свойствен и следующему этапу (средний ордовик — карбон). Отличия состоят в том, что в прибрежных зонах геосинклинальных областей получают широкое развитие 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.

На следующем этапе (пермь—юра) сокращается разнообразие организмов-рифостроителей и наблюдается затухание процесса доломитообразования в прибрежных и шельфовых зонах. В более глубоководных зонах от-

Таблица 2
Основные события морского карбоната накопления в тропической и субтропических суперзонах и их гомологах

| Возраст | Зоны | | | |
|-------------------------------|---|---|---|---|
| | Прибрежно-морские | Шельфовые | Континентального склона | Пелагические |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Голоцен—палеоген | Современный тип морского карбоната накопления | | | |
| Палеоген — мел Юра — пермь | Сокращение разнообразия рифостроителей, рост высоты органогенных построек до 2—3 тыс. м и более | Маловые осадки во внутриконтинентальных морях и океанах Затухание процесса доломитобразования | Широкое участие нанопланктона и фораминифер в карбонатном флише Начало участия нанопланктона и фораминифер в карбонатном флише | Широкое участие нанопланктона и фораминифер в карбонатных осадках, в том числе и 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 биокластиков в осадках внутриконтинентальных и океанических шельфов, распространение в них остатков разнообразных организмов | Карбонатные брекчии и более мелкообломочные, сползшие по склону породы | Тот же тип, что в раннем ордовике — кембрии |
| 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 — ранний 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 биокластиков, 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 биокластиков с водорослевой структурой | ? | ? |

Примечание: Использованы материалы Ю.П. Казанского [1974, 1976], А.И. Равикович и И.Т. Журавлевой [1971], Б.И. Чувашова [1966], Дж. Джейна [Jean, 1971], Н. Лейна [Lane, 1972], Н. Ньюелла [Newell, 1972], Дж. Ригби [Rigby, 1971], Дж. Рея [Wrey, 1971].

мечается участие в процессе карбонатонакопления остатков нанопланктона и фораминифер на континентальном склоне — в карбонатном флише, а в пелагиальной 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 широкое развитие получают меловые илы, формирующие мощные толщи в глубоководных частях шельфа внутриконтинентальных морей, а также в пелагической зоне океанов.

Начиная с конца палеогена морское карбонатонакопление приближается к современному типу, отличающемуся почти полным исчезновением доломитовых (протодоломитовых) илов, преобладанием накопления в морских осадках биогенного и биокластического материала, полным смещением рифообразования в глубоководные области морей и океанов и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л.: Недра, 1969. 207 с.
- Казанский Ю.П. К истории морского карбонатонакопления. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 148—183.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Казанский Ю.П. Об изменении газового и солевого состава вод Мирового океана. — Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 56—66.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 435 с.
- Равикович А.И., Журавлева И.Т. Эволюция органогенных построек в истории Земли: Тез. Междунар. симпоз. по кораллам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971, с. 75—76.
- Чувашев Б.И. О рифах и рифообразователях в среднем и позднем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4, с. 100—115.
- Ясаманов Н.А. Глобальные климаты мезозоя и кайнозоя. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 183—185.
- Jean J.S. Paleobiologic considerations of reef stromatoporoides. — In: Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Pt. J. Lawrence, Kans., 1971, p. 1389—1429.
- Lane N.G. Crinoides and reefs. — In: Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Pt. J. Lawrence, Kans., 1971, p. 1389—1429.
- Rigby J.K. Sponges and reefs and related facies through time. — In: Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Lawrence, Kans., 1971, pt. J., p. 1374—1388.
- Wrey J.Z. Algae in reefs through time. — In: Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago, 1969. Lawrence, Kans., 1971, p. J, p. 1374—1388.

УДК 551.1+552.58

В.Г. Кузнецов

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Изучение необратимой эволюции рифообразования в истории Земли не только представляет большой научный интерес как одно из проявлений общего развития геологических процессов, но и имеет важное прикладное значение, поскольку изменение морфологии, размеров, характера фациального и тектонического положения рифов, особенностей их внутреннего строения (а следовательно, типов слагающих их пород, химического состава, физико-механических и коллекторских свойств, специфики их распределения в теле массивов и т.д.) определяют методику прогнозирования, поисков и изучения рифов, особенно погребенных, и в определен-

ной степени влияет на оценку перспектив связанных с ними полезных ископаемых и прежде всего нефти и газа.

Поскольку рифообразование является продуктом жизнедеятельности организмов, а сами рифы — “островами активной жизнедеятельности” (Ф. Дж. Петтиджон) или даже “оазисами в пустыне” (А.П. Лисицын, В.П. Петелин), естественно, что большинство работ посвящено вопросу изменения во времени строивших органогенные постройки и рифы организмов. Лишь в самые последние годы начинается изучение вопроса об эволюции типов и характера самих рифов, а также их минералого-геохимической эволюции [Равикович, Журавлева, 1975; Казанский, 1974; Кузнецов, 1971, 1975, 1980].

Именно в этих трех аспектах — биологическом, минералого-геохимическом и геологическом (или, точнее, геолого-геоморфологическом) — рассмотрена эволюция органогенных построек и рифов в данном сообщении.

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЗМОВ РИФОВОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время можно считать доказанным, и это четко сформулировано А.И. Равикович, И.Т. Журавлевой [1975] и Г. и Ж. Термье [Termier, Termier, 1975], что основные активные рифостроители — водоросли и кишечнополостные, тогда как роль других животных организмов в создании рифов эпизодическая (рис. 1, см. вкл.). При этом водоросли были первой, в протерозое единственной, а в фанерозое ведущей группой активных рифостроителей. В развитии самих водорослей отмечается ряд крупных этапов. В протерозое единственными активными строителями органогенных построек были синезеленые водоросли, обладающие стелющимся по субстрату слоевищем, что привело к формированию только калиптр, биостромов и реже — биогермов. Имеются данные, что определенное значение имели бактерии и грибковые, но они, видимо, были пассивными рифостроителями, так как лишь поставляли в водорослевые постройки дополнительный карбонатный материал.

В кембрии произошло первое принципиальное изменение характера синезеленых водорослей и наряду со стелющимися появились вертикально стоящие и кустистые формы. Синезеленые водоросли главным образом с функцией организмов-цементаторов сохраняли ведущее положение активных рифостроителей в течение всего палеозоя. Начиная с ордовика аналогичную роль играли и багряные. В мезозой-кайнозой синезеленые водоросли как активные рифостроители замещаются багряными, причем намечается два этапа развития последних — мезозойский (с позднего триаса примерно до середины мела), когда преобладали соленопоровые, и кайнозойский (возможно, со второй половины мела и доныне) с развитием кораллиновых и мелобезиевых.

Зеленые водоросли, очевидно, были главным образом пассивными рифостроителями, хотя общий объем поставленного ими карбонатного материала оказывался весьма значительным. Выделяется три основных этапа их бурного развития: ордовикский (вермипореллы, мастопоры, циклокринусы и др.), пермо-триасовый (мицции, диплопоры) и кайнозойский (халимеда).

Животные организмы начали участвовать в рифообразовании в начале кембрия, но их роль в создании рифов в это время была сравнительно невелика и, если можно так выразиться, имела больше принципиальное, качественное, нежели количественное, значение. Дело в том, что активными рифостроителями в раннем и частично среднем кембрии были только археоциаты, а в позднем — небольшое значение имели губки. Ведущими

же во всех постройках были водоросли. С ордовика начинается массовое участие в рифостроении строматопорат и табулят, в девоне к ним присоединяются гидроидные, ругозы, мшанки. В мезозое и кайнозое разнообразие организмов — активных рифостроителей — значительно сокращается. Ведущими становятся шестилучевые кораллы и в значительно меньшей степени — гидроидные. На определенных этапах к ним присоединяются губки, рудисты, мшанки, фораминиферы, черви. Не исключено, что такое сокращение связано с изменением форм совместного существования водорослей и скелетных животных. В палеозое водоросли служили главным образом цементаторами карбонатного материала, поставляемого каркасообразующими животными. В мезозой-кайнозое эти функции сохранились, но возник и тесный, двусторонне полезный симбиоз (мутуализм) кораллов и водорослей-зооксантел, который резко, в 20–30 раз, ускорил рост колоний и развитие мощного скелета. Возможно, что этот “эволюционный успех экосистемы рифов” (Ю. Одум) обусловил значительное преимущество кораллов перед другими каркасообразующими организмами, и именно они заняли главенствующее место в рифовом биоценозе мезозоя и кайнозоя, практически вытеснив другие группы.

Эволюция организмов-рифолюбов, т.е. узкоспециализированных организмов, обитающих главным образом или исключительно в рифовой экосистеме, практически не изучена. Можно лишь отметить, что некоторые из экологических групп рифолюбов поселились на органогенных сооружениях достаточно давно. По-видимому, к кембрийскому периоду относится появление членистоногих, в той или иной степени связанных с рифовыми (биогермными) биотопами. Так, А.К. Вологдин отметил в кембрийских археоциатово-водорослевых постройках весьма обильные остатки трилобитов, которые, вероятно, питались археоцитами [Основы. . ., 1962]. В кайнозойских и современных постройках в том же типе членистоногих уже появились узко специализированные, приспособленные для жизни только на рифах крабы (например, *Xariffidae*), а также “рифовые рыбы”, иглокожие и другие организмы.

Особый интерес представляет специфика эволюции организмов рифовой экосистемы по сравнению с общей эволюцией растительного и животного мира планеты. Следуя ей в своих основных чертах, изменение во времени рифовых биоценозов имеет и ряд своих особенностей.

Прежде всего отмечается ряд случаев, когда целые группы организмов сначала появляются в органогенных постройках и рифах, достигают в них наиболее массового развития и лишь затем расселяются в другие биотопы. Это явление очень подробно изучено на примере раннекембрийских археоциат И.Т. Журавлевой [1972], строматопорат и табулят ордовика и силура Э.Р. Клааманом и Х.Э. Нестором [1968]. Так, если расцвет строматопорат относится ко второй половине девона, то в рифах их массовое развитие и важная роль как активных рифостроителей начинаются со второй половины ордовика. Еще более резко это проявляется для табулят, ведущее значение которых как активных рифостроителей приходится на ордовик и силур при возможно некотором снижении в девоне, когда происходит общий расцвет этой группы.

Другая особенность — некоторые группы организмов, продолжая существовать и даже развиваться количественно, практически выходят из состава рифового биоценоза или их значение резко снижается. Например, роль синезеленых водорослей в мезозой-кайнозойских рифовых сооружениях существенно уменьшается, тогда как и количественно, и качественно они продолжают активно эволюционировать. Практически не сказывается на рифообразовании мезозойский этап развития строматопорат. Эволюция

рифостроящих фораминифер палеозоя в целом соответствует расцвету этого отряда в позднем карбоне и перми. Кайнозойские же рифостроящие фораминиферы представляют собой особую ветвь развития и не связаны с позднемеловым расцветом фораминифер и активным развитием других, в том числе планктонных, групп конца мела и кайнозоя.

Наконец, важный момент — прогрессирующее развитие специализации организмов, установление тесных симбиотических соотношений между ними и, как следствие этого, сокращение систематического состава основных рифостроителей, что особенно контрастирует с расширяющимся во времени филогенетическим деревом органического мира.

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

Судить о первичном минеральном и химическом составе рифов довольно сложно, так как, во-первых, метастабильные минералы, из которых строят сейчас и, возможно, строили прежде свои скелеты рифостроящие организмы, легко перекристаллизуются в устойчивые модификации, и, во-вторых, рифы часто доломитизируются. Эти процессы ведут к перераспределению вещества и изменению содержания как породообразующих, так и малых элементов. Поэтому для установления эволюции состава приходится анализировать достаточно ограниченный материал по наименее измененным рифам.

Детальные петрографические исследования показывают, что рифейские и частично нижнекембрийские постройки были сложены кальцитом и доломитом, причем содержание магния в них нередко было более высоким, чем во вмещающих отложениях [Давыдов, 1975; Минаева, Писарчик, 1974].

Палеозойские рифы были сложены, по-видимому, преимущественно кальцитом, хотя наличие в их биоценозе организмов, содержащих в скелетах магнезит, брусит или высокомагнезиальный кальцит, а также создаваемая на рифах специфическая геохимическая (по значениям pH) и палеогеографическая (наличие лагун и др.) обстановки вели к относительно повышенному по сравнению с вмещающими отложениями накоплению магния, который в результате диагенетических преобразований давал доломит. Возможно, что со второй половины палеозоя в рифах появился и арагонит.

Мезозой-кайнозойские рифы, судя по составу рифостроителей, основные систематические группы которых аналогичны современным, первично были сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом.

Интересно рассмотреть изменения во времени содержания в рифах и вмещающих их отложениях стронция — важного и характерного для карбонатных пород элемента (рис. 2). Со временем концентрация стронция в рифах растет. Однако если в рифах отмечается резкое, в 3–5 раз и более, возрастание его концентраций на границе палеозой-мезозой, то увеличение содержания элемента в нерифовых фациях на этом рубеже происходит в меньшей степени. Содержание стронция в рифах всегда выше, чем в мелководных отложениях, хотя валовый химический состав их достаточно близок. Это объясняется, во-первых, обилием на рифах водорослей и, следовательно, интенсивным фотосинтезом, который ведет к повышению pH среды, что способствует образованию стронцианита [Виноградов, 1967; Фэйрбридж, 1968], и, во-вторых, обилием здесь организмов с арагонитовым скелетом, который содержит больше стронция, нежели кальцитовый. Относительно повышенные концентрации стронция в верхнепалеозойских рифах служат дополнительным аргументом в пользу более раннего появления в них арагонитвыделяющих организмов.

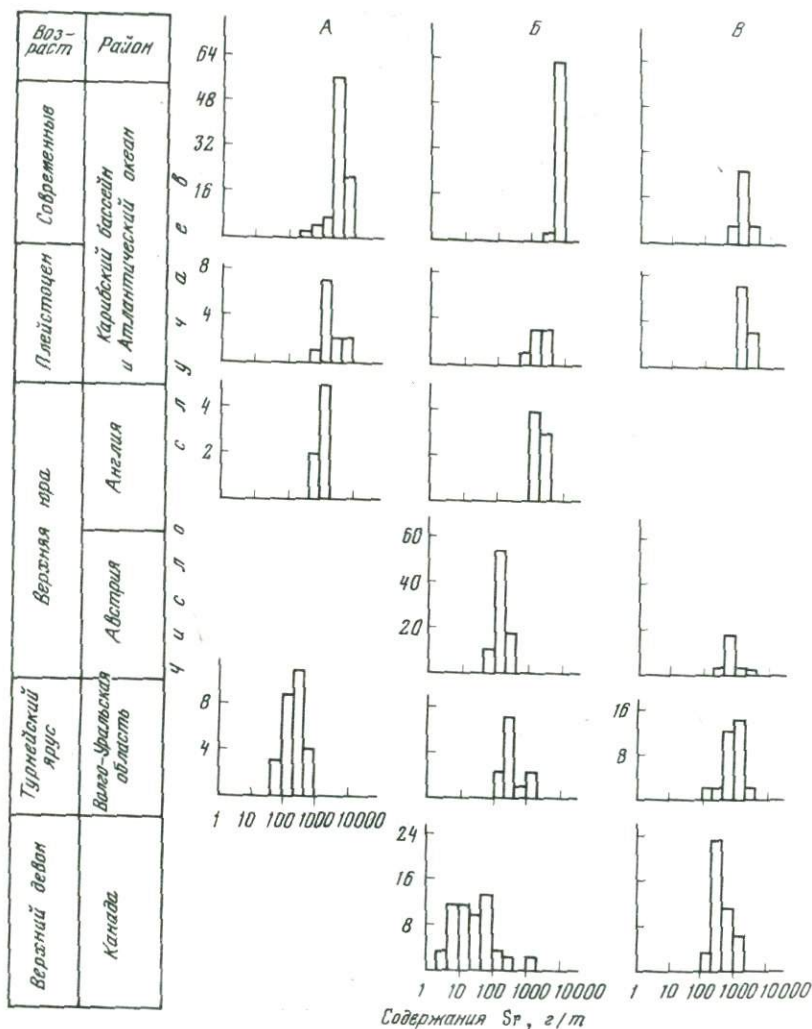


Рис. 2. Гистограммы распределения стронция (в г/т) в рифовых и нерифовых фациях разного возраста

Фаши: А — мелководные, Б — рифовые, В — депрессионные

Таким образом, изменение во времени химического и минерального состава органических построек и рифов обусловлено двумя основными причинами — общей эволюцией карбонатонакопления в истории Земли и эволюцией организмов-рифостроителей. Последняя вела к изменению состава скелетов, из которых создавались органические сооружения. Следуя в генеральных направлениях общей эволюции литогенеза, эти изменения в рифах имеют ряд особенностей. Так, в противоположность общей тенденции смены доломитов известняками в открытых водоемах нормальной солености, формирующиеся в этих фашиальных обстановках рифы в той или иной мере первично обогащены магнием. По сравнению с вмещающи-

ми отложениями в них больше арагонита, и он, по-видимому, появляется раньше. Большим распространением арагонита предопределяется прежде всего большая интенсивность накопления в рифах стронция.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РИФООБРАЗОВАНИЯ

Геолого-геоморфологические аспекты эволюции весьма разнообразны, поэтому будут рассмотрены лишь три вопроса: изменение типов и морфологической выраженности органогенных построек и рифов, их тектоническое положение и возможная эволюция масштабов рифообразования.

В течение громадного отрезка времени, охватывающего весь протерозой, шло формирование лишь простых органогенных построек, причем абсолютно преобладали биостромы, и лишь в конце рифея начали формироваться биогермы, хотя возвышение их над дном водоема было незначительным. В кембрии появились одиночные куполовидные рифы — волноломы; но абсолютно преобладали все же биостромы и биогермы. Ордовик был периодом уже отчетливого и достаточно широкого развития настоящих рифов, причем в отложениях этого возраста известны как куполовидные, так и атолловидные рифы. В силуре наряду с ними появились линейные рифовые системы, хотя их зачатки известны с конца протерозоя, в кембрии и ордовике.

Таким образом, с раннего палеозоя и до настоящего времени ведущее значение приобретают именно рифы, которые с этого же времени образуют практически все известные ныне разновидности. Наряду с рифами, и это справедливо подчеркнуто А.И. Равикович и И.Т. Журавлевой [1975], продолжают существовать биостромы и биогермы, хотя относительно роль их резко сократилась.

В связи с изменением характера сооружений направленно менялось и их геоморфологическое выражение. Протерозойские и кембрийские биогермы возвышались над дном водоема не более как на первые метры. Геосинклинальные рифы ордовика при мощности в первые сотни метров имели высоту 150 м, а может быть, и несколько больше. В девоне рифы достигли мощности в 1000 м и более; известны превышения над дном моря в несколько сотен метров. Пермские и триасовые рифы возвышались уже на 1000 м и более над дном прилегающего глубоководного бассейна. Рифы современных океанов при известной мощности от 1,5–2 до почти 5000 м располагаются в зоне глубин свыше 2000 м и более. Увеличение высоты рифов вызывало прогрессирующую их фациально-экологическую дифференциацию, увеличение в связи с этим разнообразия слагающих их осадков (и пород) и все более резкие литологические отличия рифов от одновозрастных нерифовых отложений.

Несколько менялось в геологической истории распределение органогенных построек и рифов по основным типам структурных элементов Земли. Большинство докембрийских построек известно сейчас на древних платформах, но имеются многочисленные рифовые постройки и в геосинклинальных зонах (Урал, Казахстан, Северо-Восток СССР и др.), причем особой спецификой постройки в разных зонах, по-видимому, не отличаются. Поскольку рифейские геосинклинальные отложения, в том числе и органогенные постройки, изучены значительно хуже платформенных, делать вывод о преимущественном развитии в докембрии органогенных построек на платформах было бы, видимо, преждевременным.

Палеозойские органогенные сооружения и рифы известны и на платформах, и в складчатых областях, и в краевых прогибах, и в настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо из этих зон по общему объему

органогенных сооружений. Вместе с тем уже в кембрии намечаются отличия в мощностях, морфологии и геоморфологической выраженности построек платформ и геосинклиналей, а внутри последних — в пределах миогеосинклинальных зон и более стабильных геоантиклинальных областей. Эти различия отчетливо выражены в ордовике и еще более усиливаются в верхнем палеозое.

В мезозое наиболее интенсивное рифообразование отчетливо сместилось в геосинклинальные области, главным образом Тетиса [Журавлева, Равикович, 1973]. Это, однако, не исключало и широкого развития рифов, в том числе достаточно крупных, и на платформах (Туранская плита), Поздне меловое и кайнозойское же рифообразование еще более отчетливо связано с геосинклинальными и впервые с океаническими бассейнами. Платформенные рифы в существенных количествах известны лишь в позднем мелу и первой половине палеогена.

Установив последовательное усложнение характера органогенных сооружений от биогермов к одиночным куполовидным, а затем к атолловидным рифам и, наконец, к асимметричным рифовым системам, увеличение в течение геологической истории Земли их мощностей и высоты, интересно попытаться разобраться в причинах этого обстоятельства. Одна из очевидных на первый взгляд причин — предположение об увеличении скорости роста организмов во времени. Существенным подтверждением этого мнения служит факт резкого увеличения интенсивности осаждения карбонатного материала в результате образования симбиоза рифостроящих кораллов и водорослей-зооксантел. Представляется, однако, что эта причина не основная. Известны, например, мощные рифы, построенные другими организмами, не имеющими такого симбиоза. Главный же контраргумент тот, что скорость роста рифообразующих организмов, имея большое значение, не является все же определяющей для скорости формирования рифов, что наглядно устанавливается при сопоставлении соответствующих величин. По самым различным данным, скорости роста современных рифостроящих кораллов изменяются в пределах от 6—7 до 40—50 мм/год. Скорость роста известковых кораллиновых водорослей достигает 200—265 мм/год. В то же время годовой прирост даже активно растущих современных построек колеблется от 5 до 25 мм, а по некоторым данным, даже не более 14—15 мм. По данным, полученным при бурении двух глубоких скважин на атолле Эниветок, средняя скорость его роста с эоцена составляет всего 0,02—0,03 мм/год, т.е. близка к скоростям тектонического прогибания. Аналогичные расчеты для нижнедевонской рифовой системы Урала дают значения 0,05—0,08 мм/год. Приведенные данные показывают определяющее значение для формирования рифовых комплексов: геологических тел, где суммируются все этапы роста, субаквального разрушения построек, эпохи континентальных перерывов и т.д. — именно скорости тектонического прогибания. Большая, нежели прогибание, скорость роста рифостроящих организмов ведет к тому, что они быстро достигают уровня моря и начинают разрушаться. Обломки при этом сносятся в предрифовую зону и образуют обломочный предрифовый шлейф, на котором вновь начинается формирование построек. Другими словами, происходит не только вертикальный рост, но и латеральное расширение, экспансия построек на склоны предшествующих сооружений и смещение биогермных частей на предрифовые шлейфы.

Скорости роста древних рифостроящих организмов, как правило, не известны, и прямые сопоставления в большинстве случаев невозможны. Однако некоторые попытки такого рода сделать все же можно. Поскольку в некоторых организмах установлена сезонная зональность роста, то, из-

меряя величину прироста скелета между двумя сезонами, видимо, можно хотя бы примерно, оценить и скорость роста организмов. Так, по данным В.П. Маслова [Основы . . . , 1963], годовой прирост ордовикских строматолитов Сибирской платформы составляет 1—1,5 мм. Подобные подсчеты для силурийских табулат из работы А. Фишера [1968] дают средние значения годового прироста от 2,4 до 15 мм/год. Эти величины не слишком отличаются от скорости роста современных рифостроящих кораллов, а если сравнивать, что более правильно, только приэкваториальные формы табулат со слабо выраженной сезонной ритмичностью, где скорости роста максимальны (10—15 мм/год), то различия становятся еще менее существенными. Другими словами, скорости роста отдельных рифостроящих организмов уже в раннем палеозое были достаточно велики и сопоставимы со скоростями роста современных активных рифостроителей и существенно превосходили скорости роста рифов¹.

Более того, и это более важно, в ископаемых рифах установлено то же, что и для современных, отставание вертикального роста рифа от роста строивших его организмов. Об этом свидетельствует само появление обломочного предрифового шлейфа, а также последовательный во времени сдвиг биогермного ядра к периферии массива, "регрессивное смещение в условиях трансгрессии".

Из сказанного следует, что в течение всей геологической истории факторами, определяющими тип и мощность рифового сооружения, были темп и амплитуда тектонического прогибания. Именно эволюция тектонических процессов и привела к изменению во времени характера органогенных сооружений, их мощностей, геоморфологической выраженности и структурной приуроченности. Скорость и контрастность движений, а главное, их геоморфологическое выражение в докембрийских геосинклиналях были относительно невелики. И платформенные, и геосинклинальные моря были мелкими, и организмы могли строить лишь биостромы и биогермы, не перерастающие в рифы. С кембрия и особенно ордовика при общем возрастании интенсивности и контрастности тектонических движений началось и расчленение морских бассейнов и появление глубоководных водоемов. К ордовику, например, приурочено первое появление некомпенсированных прогибов с глубоководными осадками малой мощности [Тектоника. . . , 1966]. Весьма дифференцированные по глубине моря в пределах геосинклиналей и краевых прогибов сформировались в позднем палеозое. Этим и было обусловлено превращение биогермов в рифы, увеличение их мощностей и высоты, а затем и все более резкое различие платформенных и геосинклинальных сооружений, весьма четко выраженное уже в позднем палеозое.

В триасе, видимо, заложение геосинклиналей началось непосредственно на океанической коре, т.е. именно в это время процесс рифтогенеза проявился в столь активной форме [Пейве, 1969; Гарецкий, Яншин, 1970]. В позднем мелу и кайнозое этот процесс усилился и привел к формированию современных океанов. Образование глубочайших океанических впадин, соседствующих с мелководными участками и изобилующих подводными поднятиями и островами, т.е. возникновение геоморфологических условий, наиболее благоприятных для формирования рифов, и вызвало смещение

¹ Относительно водорослей — основных рифостроителей в истории Земли — можно сделать еще одно замечание. Как и все растения, они более активно развиваются в обогащенной углекислотой атмосфере. Повышенные содержания ее в протерозое и раннем палеозое, казалось, должны были бы обусловить и более интенсивное вертикальное развитие рифов, чего, однако, не наблюдается. Видимо, активному росту вверх препятствовали не экологические, а другие причины.

сюда основного рифообразования. Естественно, что оно шло только в благоприятных климатических условиях.

Увеличение темпов погружения и соответственно интенсификация роста рифов позволяют задуматься, не становится ли само появление симбиоза водорослей и кораллов, ускорившего карбонатонакопление, своеобразной реакцией на более активные прогибания и в связи с этим — необходимостью более быстрого роста вверх, т.е. поставить вопрос о тектонической (или палеогеоморфологической) обусловленности этого важного биологического феномена. Аналогичное соображение можно высказать относительно смены стелющихся водорослей вертикальными и кустистыми на рубеже венд—кембрий.

Наиболее сложным оказывается изучение эволюции масштабов рифообразования, так как оно должно быть основано на строгих количественных подсчетах объемов органогенных сооружений в целом и их отдельных типов по каждому периоду геологической истории, по примеру известных работ А.Б. Ронова по эволюции отдельных типов пород в истории Земли, М.А. Жаркова и его группы — по соленосным формациям, исследований литологических формаций мира А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным. Провести подобные подсчеты при нынешней степени изученности рифовых образований практически невозможно, поэтому наши выводы носят исключительно качественный, а часто и предположительный характер.

Совершенно естественно, что на самых ранних этапах, когда органогенные постройки только начали формироваться, их значение в общем процессе осадочного породообразования было сравнительно невелико. Однако уже в венде количество их на разных континентах столь значительно, что правомерно поставить вопрос о сопоставимости масс карбонатного материала в них и в рифовых сооружениях более поздних геологических эпох. На фоне общей относительной стабилизации интенсивности этого процесса как будто бы намечается несколько относительных минимумов, где количество органогенных сооружений, видимо, было несколько меньшим. Это карбон и начало мела, а также, по-видимому, самый конец перми — начало триаса. Эти минимумы приурочены либо к границам крупных этапов развития земной коры (PZ—MZ), либо, напротив, к их серединам. Первый случай соответствует геократическим эпохам, высокому общему стоянию материков, интенсивной терригенной седиментации и общему подавлению карбонатонакопления. Уменьшение в это время рифообразования в целом соответствует минимуму карбонатонакопления вообще, частью которого оно является.

Более интересно ослабление рифообразования в средние этапы палеозойской и мезозойской эр, в эпохи определенной тектонической стабилизации и наиболее широкого карбонатонакопления. Дело, видимо, в том, что рифообразование происходит наиболее интенсивно в условиях расчлененного субквального рельефа, а он прямым образом зависит от напряженности тектонических движений, наиболее активных в начальные и конечные этапы тектонических циклов, когда и формируются основные массы рифовых сооружений. Очевидно, не случайно к этим же моментам приурочены максимумы развития таких важных рифостроителей, как зеленые водоросли, т.е. вновь возникает вопрос о тектонической обусловленности интенсификации развития определенных организмов рифового биоценоза. Другими словами, в данном случае интенсивности рифообразования и карбонатонакопления не только не совпадают, но и противоположны, что обусловлено разными тектоническими условиями их формирования. Вероятно, более четкие взаимоотношения между интенсивностью рифообразования,

карбоната накопления и стадиями геотектонического развития могут быть установлены не для Земли в целом, а лишь для отдельных крупных регионов или типов структур. Поэтому сама цикличность рифообразования на фоне общей его эволюции в масштабах всей планеты выделяется недостаточно четко.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая изложенные выше материалы, в истории развития органогенных построек и рифов можно выделить три крупных этапа.

Весьма длительный (более 2 млрд. лет) протерозойский этап, особенно его вторая половина, характеризуется массовым развитием элементарных (калиптр) и простых (биостромы и биогермы) строматолитовых построек. Они формируются как на платформах, так и в геосинклинальных зонах, причем существенного различия между ними пока не установлено. Положение ряда построек в фаціальном профиле аналогично положению рифовых систем фанерозоя. Практически единственными активными строителями были синезеленые водоросли, пассивными — бактерии и грибковые. Отмечено появление первых животных — червей-трубкожилов. Состав построек преимущественно доломитовый, в меньшей степени кальцитовый. Внутри этого весьма длительного этапа намечаются определенные изменения — постепенная смена калиптр биостромами, а затем и биогермами, а также смена водорослевых сообществ.

Палеозойский этап (длительностью 330—340 млн. лет) характеризуется появлением уже настоящих рифов-волноломов, развитием всех известных типов одиночных рифов и рифовых систем, резким увеличением мощностей сооружений и их значительным возвышением над дном окружающих бассейнов. Рифы широко развиты как в платформенных, так и в геосинклинальных областях, причем отличия между ними весьма существенны. Резко расширяется состав как активных, так и пассивных рифостроителей, а также рифолюбов. Появляются и имеют большое значение животные организмы (главным образом кишечнополостные), расширяется систематический состав водорослей при некотором снижении роли синезеленых. Первичный минеральный состав почти исключительно кальцитовый с несколько повышенным относительно фоновых содержанием магния. Несмотря на то, что этот этап значительно короче протерозойского, изменения рифообразования внутри него более существенны. Кембрийский период был вообще переходным от протерозойского к палеозойскому. Принципиально новым было появление животных-рифостроителей (но только археоциат) и куполовидных рифов-волноломов, но количественное значение тех и других оставалось достаточно незначительным. Как и в протерозое, ведущими формами продолжали оставаться построенные синезелеными водорослями биостромы и биогермы, сохранялся существенно доломитовый первично состав построек. Собственно палеозойские черты в наиболее отчетливой форме проявляются лишь с ордовика. Имеются также отличия нижнепалеозойских (кембрий—силур) сооружений от верхнепалеозойских (девон—пермь). Первые имеют обычно несколько меньшую мощность и тяготеют больше к платформам, чем к геосинклиналям, вторые в равной степени развиты на платформах и в геосинклиналях, нередко достигая в последних 1—1,5 км мощности, в связи с чем все более специфичными становятся рифы платформ и геосинклиналей. Происходят и определенные изменения крупных таксонов рифостроителей — строматопораты и табуляты раннего палеозоя сменяются гидроидными и ругозами позднего.

В третьем, мезозой-кайнозойском этапе продолжительностью примерно

230 млн. лет наиболее мощное рифообразование связано с геосинклиналями, а во второй его половине (с конца мела) — с океаническими акваториями. Мощность и высота рифов, степень их морфологической, а следовательно, литологической, фацальной и палеонтологической дифференциации, а также отличия от синхронных вмещающих отложений достигли максимума. Разнообразие основных активных рифостроителей по сравнению с палеозойским этапом несколько сократилось (багряные водоросли и шестилучевые кораллы), но возникло качественно новое, сугубо рифовое сообщество — симбиоз кораллов и зооксантел, расширился и постепенно приобрел современные черты узко специализированный комплекс рифолюбов. Минералогический состав большинства рифов этого этапа арагонитовый с примесью высокомагнезиального кальцита. И лишь некоторые сооружения типа мшанковых или нубекулярных рифов и биогермов, вероятно, первично были кальцитовыми. Рифы характеризуются первично повышенным относительно вмещающих отложений содержанием стронция. Эволюция рифов в течение этого этапа заключалась главным образом в смещении их в океанические бассейны как следствие расширения и максимального развития процессов рифтогенеза в истории Земли, увеличении в этой связи их мощностей и высоты, определенной смены рифостроителей (например, соленопоровых водорослей кораллиновыми).

Таким образом, общее направление необратимой эволюции рифообразования заключалось не в простом количественном росте, а в более сложных качественных изменениях, когда при возможно относительной стабильности объемов образования органогенных сооружений происходило последовательное усложнение их характера от простых биостромов к сложнопостроенным рифам, увеличение их мощности, высоты и дифференцированности, последовательная смена минерального состава, вовлечение все новых групп организмов в состав рифового биогеоценоза и их последовательная, все более узкая специализация. При этом темп эволюции, на что справедливо обратили внимание А.И. Равикович и И.Т. Журавлева [1975], следуя общим законам развития, в течение геологической истории все более убыстрялся.

Далеко не все вопросы эволюции затронуты в настоящей статье, многие нуждаются в дополнительном изучении. Это касается прежде всего масштабов рифообразования, более детального изучения связей его с тектоническими элементами и структурными формами, эволюции палеогеографических типов бассейнов рифообразования, положения рифов относительно климатической зональности. Особую проблему представляет сравнительный анализ тектонического, палеогеографического и климатического положения рифов в моделях перемещения полюсов при стабильном положении континентов и значительных горизонтальных перемещений в концепции тектоники плит.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М. Эволюция химического состава карбонатных пород. — В кн.: Совещ. по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 104—123.
- Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 112—124.
- Давыдов Ю.В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 108 с. (Тр. ИГиГСО АН СССР; Вып. 207).
- Журавлева И.Т. Раннекембрийские фацальные комплексы археоциат. — В кн.: Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1975, с. 31—109.

- Журавлева И.Т., Равикович А.И.* Морфология и эволюция органогенных построек. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: Поздний докембрий и палеозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 48—53.
- Казанский Ю.П.* Об изменении характера морского карбонатакопления в истории Земли. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 148—183.
- Клааман Э.Р., Нестор Х.Э.* Роль рифовой фации в формировании фауны строматопоридей и табулят ордовика и силура Эстонии. — В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск: Кн. изд-во, 1968, с. 79—83.
- Кузнецов В.Г.* Литолого-геологические особенности рифов и их значение в формировании промышленных скоплений нефти и газа. М.: МИНХ и ГП, 1971, с. 76.
- Кузнецов В.Г.* О возможной геохимической специализации рифов (на примере распределения стронция). — В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975, с. 21—44.
- Кузнецов В.Г.* Вопросы минералого-геохимической эволюции органогенных построек и рифов в неогее. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 149—151.
- Минаева М.А., Писарчик Я.К.* О карбонатных отложениях зоны развития археоциатовых биогермов на юго-востоке Сибирской платформы. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 34—41.
- Основы палеонтологии: Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 485 с.
- Основы палеонтологии: Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистоногие, папоротники. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 698 с.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Равикович А.И., Журавлева И.Т.* Эволюция органогенных построек в истории Земли. — В кн.: Древние Cnidaria. Новосибирск: Наука, 1975. Т. 2. с. 11—19. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 202).
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 487.
- Фишер А.Дж.* Характер роста силурийских табулят как палеоклиматический и палеогеографический признак. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 393—401.
- Фэйрбридж Р.В.* Значение известняков и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 258—309.
- Termier H., Termier G.* Role de la photosynthes dans le phenomene recifal. — В кн.: Древние Cnidaria. Новосибирск: Наука, 1975, с. 5—10. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 202).

УДК 552.54: (551.71+551.72)

А.Г. Зайцев, О.В. Горбачев

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ИХ МЕСТО В ЭВОЛЮЦИОННОМ РЯДУ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время присутствие карбонатных отложений устанавливается на всем доступном изучению отрезке истории Земли. Очень важным для дальнейших исследований карбонатакопления становится вопрос о том, каковы реальные модели физико-химических условий карбонатной седиментации в докембрии и каково влияние эволюции параметров осадконакопления на этот процесс [Сидоренко, Розен, 1981]. В связи с этим представляется целесообразным рассмотрение ряда аспектов, связанных с карбонатакоплением в раннем докембрии и позволяющих проследить эволюцию карбонатных осадков во времени. Наиболее важные из них — анализ распространенности карбонатных пород в раннем докембрии; сопоставление состава карбонатных и ассоциирующих с ними пород (на примере восточной части Балтийского щита и некоторых других регионов); влияние

**Распространенность карбонатных отложений
в некоторых регионах докембрия**

| Эра | № п.п. | Геоструктурная зона, комплекс, серия, свита | Карбонатные породы (к общему количеству отложений, %) | Общая мощность комплексов, серий, свит, м | Литературный источник |
|-----------------------|--------|---|---|---|---|
| <i>Балтийский щит</i> | | | | | |
| Протерозой | 1 | Кейвская серия | 8 | 120 | Данные авторов |
| | 2 | Сортавальская серия | 6 | 500 | " |
| | 3 | Хирвиаволокская свита | 16 | 700 | " |
| | 4 | Гранулитовый комплекс Балтийского щита | 1 | 300 | " |
| | 5 | Слюдянская кристаллическая толща | 40 | 6300 | В.Н. Вишняков, Н.А. Львова [1971], В.Н. Вишняков и др. [1981] |
| Архей | 6 | Горанская серия Памира | 15 | 4000 | П.П. Смолин и др. [1981] |
| | 7 | Восточно-Саянская складчатая область, Бирюсинская серия | 17 | 4600 | Л.И. Салоп [1973] |

биогенных факторов на количество и состав карбонатных осадков в раннем докембрии.

Имеющиеся данные по распространенности карбонатных пород в докембрии, особенно раннем, крайне противоречивы. Относительно недавно считалось общепризнанным, что карбонатные породы в докембрийских разрезах характеризуются крайне ограниченным распространением. Однако исследования последних лет показали широкую распространенность карбонатных пород практически во всех докембрийских разрезах [Сидоренко, Розен, 1981]. Характерно, однако, что подсчеты, подтверждающие слабую распространенность карбонатных пород в раннем докембрии, проводились главным образом для докембрийских щитов и древних платформ [Ронов, Мигдисов, 1970; Предовский и др., 1981].

Анализ конкретных докембрийских геологических формаций, содержащих карбонатные породы, и имеющиеся данные показывают, что количество карбонатов на щитах и в пределах древних складчатых областей резко различается (см. табл.). Так, на щитах количество карбонатных пород колеблется от 1 до 8%, а в складчатых областях достигает 40%. Причем с увеличением мощности докембрийских карбонатсодержащих разрезов в них возрастает и процентное содержание карбонатных осадков. Эта закономерность была прослежена по карбонатсодержащим комплексам, сериям и свитам на Балтийском щите и хорошо видна на приводимом графике (рис. 1).

Сопоставление данных по другим докембрийским регионам подтвердило выявленную закономерность; по-видимому, уже в раннем докембрии существовало, по крайней мере, два типа бассейнов карбонатонакопления:

**Распространенность карбонатных отложений
в некоторых регионах докембрия**

| Эра | № п.п. | Геоструктурная зона, комплекс, серия, свита | Карбонатные породы (к общему количеству отложений, %) | Общая мощность комплексов, серий, свит, м | Литературный источник | |
|------------|-----------------------|---|---|---|---|--|
| Протерозой | <i>Балтийский щит</i> | | | | | |
| | 1 | Кейвская серия | 8 | 120 | Данные авторов | |
| | 2 | Сортавальская серия | 6 | 500 | " | |
| | 3 | Хирвинаволоцкая свита | 16 | 700 | " | |
| | 4 | Гранулитовый комплекс Балтийского щита | 1 | 300 | " | |
| Архей | 5 | Слюдянская кристаллическая толща | 40 | 6300 | В.Н. Вишняков, Н.А. Львова [1971], В.Н. Вишняков и др. [1981] | |
| | 6 | Горанская серия Памира | 15 | 4000 | П.П. Смолин и др. [1981] | |
| | 7 | Восточно-Саянская складчатая область, Бирюсинская серия | 17 | 4600 | Л.И. Салоп [1973] | |

биогенных факторов на количество и состав карбонатных осадков в раннем докембрии.

Имеющиеся данные по распространенности карбонатных пород в докембрии, особенно раннем, крайне противоречивы. Относительно недавно считалось общепризнанным, что карбонатные породы в докембрийских разрезах характеризуются крайне ограниченным распространением. Однако исследования последних лет показали широкую распространенность карбонатных пород практически во всех докембрийских разрезах [Сидоренко, Розен, 1981]. Характерно, однако, что подсчеты, подтверждающие слабую распространенность карбонатных пород в раннем докембрии, проводились главным образом для докембрийских щитов и древних платформ [Ронов, Мигдисов, 1970; Предовский и др., 1981].

Анализ конкретных докембрийских геологических формаций, содержащих карбонатные породы, и имеющиеся данные показывают, что количество карбонатов на щитах и в пределах древних складчатых областей резко различается (см. табл.). Так, на щитах количество карбонатных пород колеблется от 1 до 8%, а в складчатых областях достигает 40%. Причем с увеличением мощности докембрийских карбонатсодержащих разрезов в них возрастает и процентное содержание карбонатных осадков. Эта закономерность была прослежена по карбонатсодержащим комплексам, сериям и свитам на Балтийском щите и хорошо видна на приводимом графике (рис. 1).

Сопоставление данных по другим докембрийским регионам подтвердило выявленную закономерность; по-видимому, уже в раннем докембрии существовало, по крайней мере, два типа бассейнов карбонатонакопления:

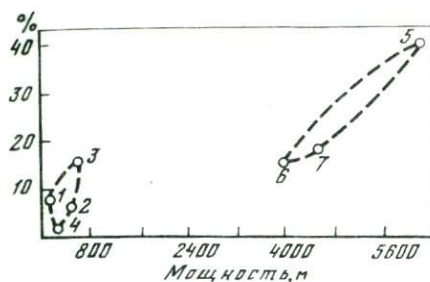
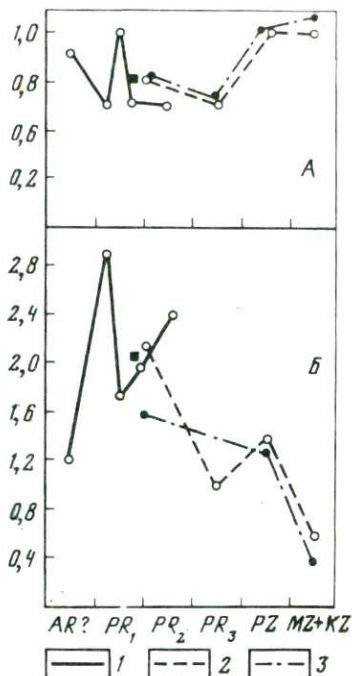


Рис. 1. Распространенность карбонатных пород в разрезах докембрия (цифры на кривых соответствуют порядковым номерам в таблице)

Рис. 2. График распределения кларков концентраций кальция (А) и магния (Б) в карбонатных породах докембрия и фанерозоя

1 — Балтийский щит, по данным авторов; 2 — Канадский щит, по данным А.Б. Ронова и А.А. Мигдисова, 1970 г., 3 — Русская платформа, по данным тех же исследователей



один из них приуроченный к докембрийским щитам, а другой — к структурам, преобразованным впоследствии в складчатые области (рис. 1).

Таким образом, количество карбонатных осадков в докембрийских разрезах, вероятно, как и в фанерозое, было обусловлено геотектоническими факторами.

Сопоставление соотношений между MgO и CaO в карбонатных породах докембрия Балтийского щита и в карбонатных отложениях фанерозоя показало (рис. 2), что вариации содержаний кальция в докембрийских карбонатах лежат в пределах колебаний, характеризующих фанерозойские карбонатные осадки. Концентрации магния в докембрийских карбонатных образованиях выше (за исключением пород гранулитового комплекса Кольского полуострова), чем в фанерозойских карбонатах (рис. 2).

Средние содержания MgO в карбонатных породах в целом по Балтийскому щиту выше (13,34%), чем в карбонатных осадках палеозоя (8,96 и 8,56%) и мезозой-кайнозоя (1,02 и 2,86%) Русской и Северо-Американской платформ (соответственно).

Содержание CaO в карбонатах докембрия ниже (31,66%), чем в аналогичных толщах палеозоя (39,53 и 42,38%) и в мезозой-кайнозое (41,20 и 44,42%) Русской и Северо-Американской платформ (соответственно). Вместе с тем содержание MgO в карбонатных породах архея Балтийского щита (5,45%) ниже, чем в сходных образованиях палеозоя Русской (8,95%) и Северо-Американской (8,56%) платформ. Наблюдаются также значительные колебания состава карбонатных пород по всему изученному разрезу восточной части Балтийского щита с максимумами доломитообразования в раннем протерозое (кейвская серия и ятулий). Все это приводит нас к выводу о том, что фациальные условия накопления карбонатных осадков

как в докембрии, так и в фанерозое были одним из определяющих факторов их состава.

Для понимания условий карбонатного осадконакопления в докембрии большое значение имеет изучение фациальных взаимоотношений различных групп пород в разрезе, выявляемых при реставрации первичного состава карбонатных и ассоциирующих с ними пород по известным методикам [Предовский, 1970; Неелов, 1974]. Для отложений Балтийского щита были установлены исходные ряды пород [Зайцев, 1981] (рис. 3). Для гранулитового комплекса: полимиктовые и аркозовые песчаники (с примесью карбонатного материала) — монтмориллонитовые глины (с примесью карбонатного материала) — мергели — кремнистые известняки и доломиты — известняки. Для отложений кейвской серии: полимиктовые песчаники — известковистые, глинистые песчаники, граувакки — гидрослюдистые глины — кремнистые доломиты. Фациальный ряд осадков варзугской серии: полевошпатовые и серицит-кварцевые песчаники — полимиктовые, глинистые песчаники, граувакки — монтмориллонитовые и известковистые глины — доломитовые мергели — кремнистые известняки — доломиты — известняки — доломиты. Для сортавальской серии фациальный ряд представляется в следующем виде: гидрослюдистые глины — доломитовые известняки с примесью кремнезема — доломиты — известняки.

Проведенные исследования показывают, что карбонатные породы всех изученных стратиграфических подразделений — образования кремнисто-карбонатного ряда. Устанавливаются взаимопереходы от кремнисто-карбонатных до чисто карбонатных пород, т.е. отмечается тесная генетическая взаимосвязь карбонатов и кремнезема. При этом характерно, что в образованиях гранулитового комплекса Na_2O преобладает над K_2O , а в остальных — содержание K_2O выше, чем Na_2O .

Полученные результаты указывают на то, что карбонатные формации восточной части Балтийского щита от архея до протерозоя претерпевают определенную эволюцию. В архее (гранулитовый комплекс) это слабодифференцированные осадки; сами карбонатные породы содержат значительную примесь терригенного материала. В протерозое дифференциация осадков увеличивается; карбонаты содержат меньшую примесь терригенного материала; усиливаются факторы химической дифференциации, что фиксируется по изменению отношения K_2O к Na_2O от архея к протерозою в сторону его увеличения.

Наряду с перечисленными важным фактором, контролирующим состав и количество карбонатных пород в отложениях раннего докембрия, является биогенный.

Фактический материал, отраженный в публикациях последних лет, свидетельствует о том, что в процессе накопления карбонатных пород уже на самых ранних этапах формирования земной коры (2–3 млрд. лет назад) этот фактор приобрел большое значение, что подтверждается находками микрофоссилий, органических соединений, углеродистого органического вещества. Довольно часто остатки микроорганизмов, строматолиты и органическое вещество тесно ассоциируют в карбонатных толщах [Сафронов, 1981]. В строматолитовых и онколитовых образованиях докембрия установлены кальцит, доломит, а также реликты высокомагнезиального кальцита. Ю.П. Казанский [1981] считает, что доломит образовался за счет разрушения метастабильного высокомагнезиального кальцита, почему он и преобладает в органогенных карбонатных комплексах докембрия. Нарушение баланса вещества по магнию позволяет считать, что древние водоросли способствовали образованию карбонатного осадка с более высоким содержанием магния (по Mg/Ca), чем в доломите.

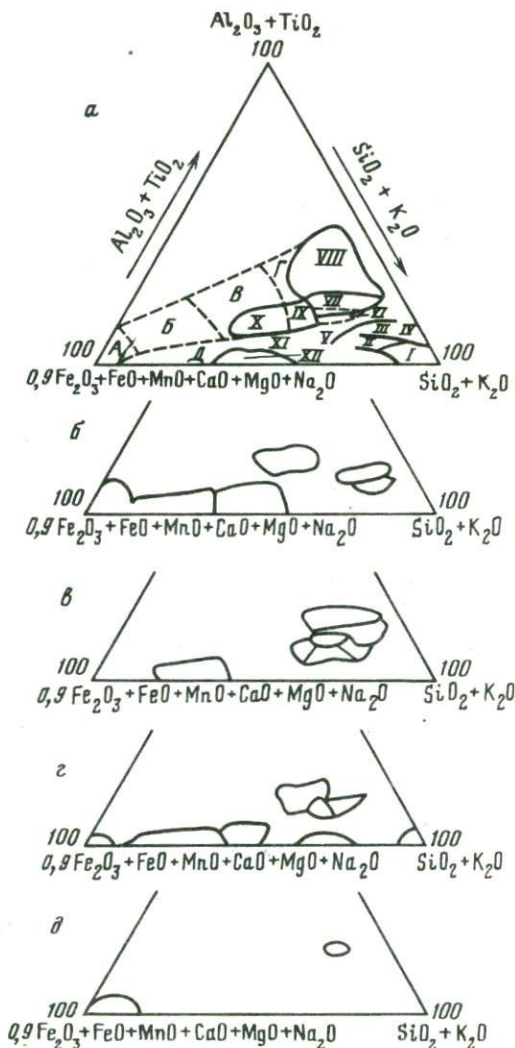
Рис. 3. Поля осадочных пород докембрия восточной части Балтийского щита на диаграмме А.Н. Неелова [1974]

а — диаграмма А.Н. Неелова с дополнениями авторов: I—XII — поля составов пород, по А.Н. Неелову (1974); А, Б, В, Г, Д — дополнительные поля составов пород, выделенные А.Г. Зайцевым (1981); б—д — поля составов карбонатных и связанных с ними пород: б — гранулитового комплекса, в — кейвской серии, г — варзугской серии, д — сортавальской серии

Анализ конкретных химических анализов углеродсодержащих карбонатных толщ докембрия (рис. 4) показал, что большинство карбонатно-углеродистых отложений докембрия характеризуется преобладанием в составе карбонатов доломитовой составляющей. Причем, как правило, отношение CaO/MgO в углеродисто-карбонатных породах приближается к 1 (рис. 4), что указывает на присутствие в породах этих толщ наряду с доломитом других магниесодержащих минералов. Отмечается также тесная ассоциация магнезитов с карбонатными толщами, обогащенными органическим веществом (графитом) (горанская серия Памира, рифей Урала и т.д.).

Все это свидетельствует о насыщенности магнием как древних осадков, так и, по-видимому, морских вод, из которых происходило осаждение карбонатов. Однако тесная пространственная и генетическая ассоциация доломитов с биогенным углеродом позволяет предположить и биогенную или, во всяком случае, химико-биогенную природу этих доломитов. Это подтверждается тем, что установленные органические остатки архейского и раннепротерозойского возраста, по данным Г.И. Каляева и А.М. Снежко [1978] и других авторов, заключены в породах доломитового состава.

Как показали исследования Б.А. Соколова [1976], основные карбонатостроющие организмы в раннем докембрии — биоседиментарные сообщества: цианобактерии и бактерии. Как правило, строматолитовые образования характеризуют условия с отклонениями от нормального солевого режима со сдвигом карбоната накопления в сторону доломита.



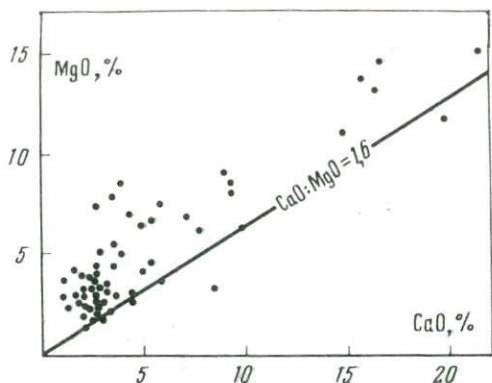


Рис. 4. Соотношение CaO и MgO в породах карбонатно-углеродистых формаций

Связь доломитовых фаций с биогенным фактором подтверждается также последними экспериментальными исследованиями Г.П. Бондаренко и Г.О. Нечипоренко [1981], показавшими, что выпадение протодоломита из морской воды в осадок происходит под влиянием гуминовых компонентов органического вещества осадков.

Из анализа литологических, структурных и формационных особенностей карбонатных толщ ясно, что уже на раннедокембрийском этапе существовало по крайней мере два типа бассейнов карбонатнакопления. Первый тип характеризуется относительно небольшими мощностями (от 50 м до первых сотен метров) и линзообразной формой карбонатных отложений, мелкой цикличностью, относительно небольшим количеством карбонатных пород в разрезах, более дифференцированным характером осадков, слагающих карбонатные толщи, большим удельным весом высокоглиноземистых осадков. Подобные особенности присущи мелководным континентальным бассейнам. К этому типу, вероятно, могут быть отнесены бассейны, где формировались беломорская серия, гранулитовый комплекс Балтийского щита, хапчанская серия Анабарского щита, иенгская серия Алданского щита и др.

Для отложений бассейна другого типа свойственна большая общая мощность карбонатсодержащих разрезов, их выдержанность по латерали, многократно повторяющаяся ритмичность; характер осадков, слагающих карбонатные разрезы, менее дифференцирован. Осадочные толщи такого типа могли формироваться в эпиконтинентальных морских бассейнах. Характерный пример осадков такого типа — горанская серия Памира.

Приуроченность разрезов первого типа к древним стабилизированным областям (Балтийский, Анабарский и Алданский щиты), а второго — к длительно живущим подвижным зонам (складчатые области Восточного Саяна и Юго-Западного Памира) позволяет предполагать существование уже в архее значительной структурной неоднородности земной коры, определявшей существование бассейнов разного типа.

Таким образом, карбонатнакопление на протяжении всей геологической истории Земли имеет эволюционный характер. Основным признаком эволюционного процесса — его непрерывность. Архейские карбонатные породы были первым членом этого ряда со всеми характерными признаками, встречаемыми далее на протяжении геологической истории Земли. Это подтверждается тем, что уже на самых ранних этапах формирования земной коры процессам карбонатнакопления были присущи основные факторы, свойственные более поздним эпохам: состав пород определялся в значительной мере биогенным фактором, а фациальные особенности карбонатных толщ контролировались их приуроченностью к резко различным структурным элементам. Эти толщи стали, по-видимому, прототипами платформенных и геосинклинальных осадков более поздних эпох.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Г.П., Нечипоренко Г.О.* Влияние гуминовых кислот на соосаждение меди с карбонатами кальция в морской воде. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 119—130.
- Вишняков В.Н., Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Некрасов Е.А.* Карбонатный седиментогенез и связанные с ним полезные ископаемые в докембрии Южного Прибайкалья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 154—158.
- Вишняков В.Н., Львова Н.А.* Стратификационная текстура слюдянской толщи и роль вулканогенного материала в ее строении. Иркутск, 1971, с. 5—12. (Тр. Иркут. политехн. ин-та. Сер. геол.; Вып. 60).
- Зайцев А.Г.* Химические особенности карбонатных и связанных с ними пород восточной части Балтийского щита. — Там же, с. 111—119.
- Казанский Ю.П.* Физико-химические условия морского карбонатакопления в докембрии. — Там же, с. 37—42.
- Каляев Г.И., Снежко А.М.* Роль организмов в формировании карбонатных толщ Криворожья. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1978, с. 125—127.
- Неелов А.Н.* Восстановление первичного состава парапород по их химическому составу. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1974, с. 397—400.
- Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1970. 115 с.
- Предовский А.А., Мележик В.А., Любцов В.В.* и др. Парагенезис и условия формирования карбонатных пород докембрия и восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 71—77.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американских платформ. — Геохимия, 1970, № 4, с. 403—438.
- Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
- Сафронов В.Т.* О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 97—103.
- Сидоренко А.В., Розен О.М.* Карбонатные и связанные с ними хемогенные отложения в процессе формирования континентальной коры Земли. — Там же, с. 9—19.
- Смолин П.П., Киселев В.И., Шевелев А.И.* Ритмичность и формационные типы магнетитовых докембрийских толщ. — Там же, с. 178—190.
- Соколов Б.С.* Палеонтология докембрия. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннекембрия. Новосибирск, 1976, с. 4—8.

УДК 551.311.23:551.7

А.И. Пак

ЭВОЛЮЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Изучение вопросов эволюции кор выветривания в истории Земли имеет важное теоретическое и практическое значение. Это обусловлено, во-первых, тем, что с корами выветривания связаны многие виды минерального сырья. Во-вторых, коры выветривания, являясь начальными продуктами экзогенной дифференциации как первичного мантийного вещества, так и последующих продуктов преобразования их, играли огромную роль в формировании наружной оболочки Земли. Однако в настоящее время обобщающих работ по данной проблеме почти нет. Имеются лишь отдельные замечания ряда авторов. Так, по мнению Н.М. Страхова [1963], дорифейский литогенез протекал в иной форме, чем послерифейский, а процессы выветривания в докембрии протекали более интенсивно, чем в фанерозое. А.В. Сидоренко [1975] говорит о принципиальном сходстве докембрий-

ских и фанерозойских кор выветривания как по строению и составу, так и по их геохимическим факторам формирования. В.Д. Мац и Ю.Г. Попов [1975], а также В.А. Теняков [1975] более категорично заявляют об отсутствии каких-либо отличий кор выветривания докембрия от более молодых аналогов. По В.А. Тенякову, "тенденция эволюции процессов корообразования была однотипна на протяжении всей геологической истории" [с. 63]. А.Д. Додатко [1976] на основании изучения кор выветривания Украинского щита приходит к заключению, что процессы выветривания на щите с конца архея — начала протерозоя не оставались постоянными. Он выделил три периода корообразования: раннепротерозойский, позднепротерозойско-раннепалеозойский и позднепалеозойско-кайнозойский. Каждому периоду, по его мнению, были присущи свои характерные особенности минералообразования и миграции химических элементов. С первым периодом он связывает развитие кор выветривания каолинового типа, со вторым — гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитового, с третьим — латеритного.

Не останавливаясь на критическом рассмотрении существующих представлений, отметим лишь то, что разные точки зрения свидетельствуют о сложности данной проблемы.

В настоящем сообщении автор счел возможным дать сравнительный анализ эволюции состава и условий образования кор выветривания в истории Земли на основании обобщения обширных литературных данных и материалов исследований автора.

Согласно существующим представлениям [Виноградов, 1967; Войткевич, Лебедев, 1975; Муратов, 1975 и др.], на начальной стадии развития Земли, отвечающей азойской эре (5–4,6 млрд. лет), формировалась базальтовая оболочка [Хаин, 1972]. По Е.А. Кулишу [1975], на этой стадии развития Земли происходило формирование остаточных кор выветривания с высокоглиноземистыми глинами. Однако Н.М. Страхов [1963], М. Шидловски [1980], А.И. Перельман [1979] и другие отмечают, что Земля на этой стадии была плотно окутана парогазовой атмосферой, состоящей главным образом из паров воды, CO_2 с H_2S , CO , H_2 , NH_3 , N_2 , CH_4 , HF , HCl и инертных газов. Гидросфера отсутствовала, температура в приземной части атмосферы и на поверхности Земли превышала 100°C . Поверхностные водотоки отсутствовали. Таким образом, природные условия азоя резко отличались от фанерозоя. В связи с этим, естественно, экзогенная дифференциация мантийного вещества, в том числе и формирование кор выветривания, происходить не могли.

В катархее (4,6–3,6 млрд. лет) еще не было ни платформ, ни геосинклиналей: шло дальнейшее развитие базальтовой оболочки [Хаин, 1972]. Считают, что на рубеже азоя и катархея за счет конденсации парогазовой атмосферы образовалась первичная гидросфера, покрывавшая поверхность Земли, в связи с чем процессы выветривания, видимо, протекали только под водами океана. Воды первичного океана были сильно кислыми, и под их воздействием формировались продукты выветривания, главным образом гидроксид-монтмориллонит-каолинового состава с хлоридами кальция, магния, алюминия, сульфидами тяжелых металлов и др.

По вопросу о развитии кор выветривания в континентальных условиях архея (3,6–2,6 млрд. лет) высказываются самые различные точки зрения. Так, В.Н. Фролова [1951], А.В. Миловский [1973], А.В. Сидоренко [1975] и другие с археем связывают формирование латеритных кор выветривания. По К.Н. Трубиной [1973], в архее формировались коры выветривания карбонатного, окисно-гидроокисного и силикатного состава, к реликтам которых относятся магнезит-сидеритовые руды серии киватин, марганцево-си-

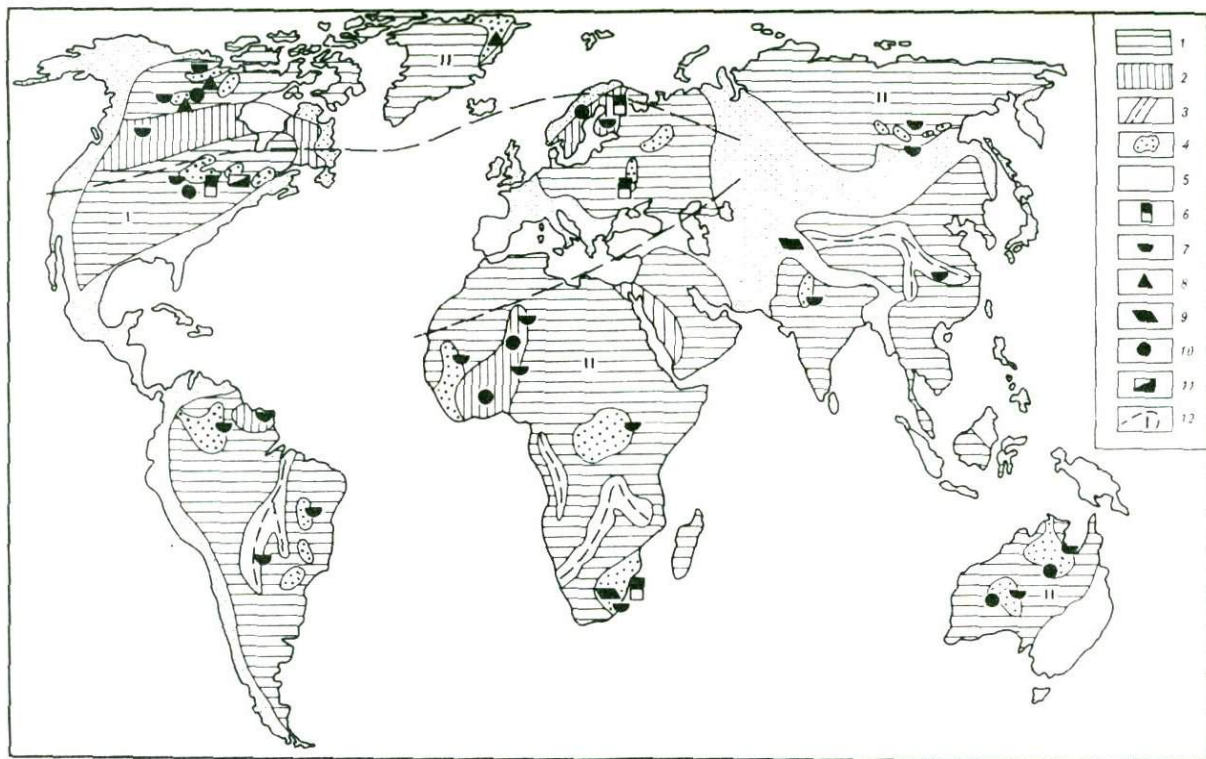


Рис. 1. Схематическая карта распространения кор выветривания и литогенетических индикаторов климата раннего протерозоя (тектоническая основа дана по М.В. Муратову [1979])

1 — блоки, сложенные архейскими образованиями; 2, 3 — раннепротерозойские складчатые области; 4 — плиты (протоплиты); 5 — геосинклинальные пояса раннего протерозоя; 6 — коры выветривания кварц-серицитового, кварц-серицит-вермикулитового, кварц-хлорит-серицитового состава; 7 — коры выветривания не установлены; 8 — эвалориты; 9 — магнезиты; 10 — красноцветы; 11 — трещины усыхания в осадочных формациях; 12 — климатические области и их предполагаемые границы; области развития климата: I — протогумидного, II — протояридного, III — протобореального (умеренно-влажный) (на рис. 2)

ликатные руды серии гондит, кварциты криворожской и курской серий. Однако осадочный генезис перечисленных выше образований общепризнан. Кроме того, криворожская и курская серии — раннепротерозойские образования. В связи с этим отнесение этих толщ к архейским корам выветривания вряд ли можно признать правомерным.

В настоящее время архейские коры выветривания зонального строения нигде не установлены. Условно к ним могут быть отнесены лишь хлоритизированные граниты под конгломератами серии Йеллонайф района оз. Пайнт в Канаде [Goodwin, 1968]. Во всех остальных случаях в разрезах архей древнейших щитов базальные конгломераты залегают стратиграфически несогласно на неизменных породах основания.

По данным А.М. Гудвина [Goodwin, 1968] и других исследователей, в архее впервые возникли протоконтиненты. Они, по Н.П. Семенову [1980], представляли собой небольшие островные поднятия от нескольких десятков до первых сотен километров в поперечнике, остальная часть поверхности Земли была покрыта водами Мирового океана. Таким образом, в архее впервые в истории Земли возникли реальные предпосылки для развития кор выветривания и в наземных условиях. Однако протоконтиненты отличались расчлененным рельефом и специфическим аридным климатом, о чем свидетельствуют валунные и крупногалечные конгломераты в разрезах архея. Растительный покров еще отсутствовал, в связи с чем продукты выветривания интенсивно размывались. Атмосферные осадки архея, видимо, обладали преимущественно нейтральными или очень слабо кислыми реакциями, и воздействие их на горные породы в условиях интенсивной денудации суши и повышенной температуры до 70°С (по С. Эпстайну и Л. Хота) в восстановительных условиях могло привести к формированию лишь обломочного элювия с единичными выделениями безводных силикатов в виде хлоритов.

В пределах акватории Мирового океана, так же как в катархее, видимо, полностью аккумуляровались продукты дегазации мантии, в результате чего кислотность вод Мирового океана в первой половине архея все еще была высокой, и в ней формировались продукты выветривания, сходные с катархейскими.

В позднем архее произошло раскисление вод океанов до нейтральных и слабо щелочных, в связи с чем в подводных условиях шло формирование продуктов подводного выветривания гидрохлорит-монтмориллонитового состава с карбонатами.

В раннем протерозое (2,6—1,6 млрд. лет), по В.И. Павловскому [1970], возникли протоплатформы и протогеосинклинали. В конце раннего протерозоя существовали обширные щитовидные поднятия с областями протоприродного и протогумидного климата (рис. 1).

Области протоприродного климата выделены по ареалам распространения континентальных отложений с эвапоритами и красноцветами. Здесь зональные типы кор выветривания отсутствуют; спорадически отмечается лишь обломочный элювий.

В области протогумидного климата эвапориты отсутствуют, здесь распространены коры выветривания с зональным строением. Наиболее полные профили, развитые по гранитоидам, имеют двухзональное строение (табл. 1): нижняя зона представлена трещиноватыми слабо серицитизированными гранитами, верхняя — интенсивно серицитизированными. Ведущий минерал — серицит, второстепенные — гидрохлорит, карбонаты, реже магнетит, гематит. В отдельных разрезах, в частности в преддоминионрифских корях выветривания гранитов архейского фундамента Южно-Африканского щита, в основной кварц-серицитовой массе развит вермикулит. В корях

Таблица 1

Наиболее полные типовые разрезы кор выветривания первой половины раннего протерозоя некоторых районов мира

| Возраст, млн. лет | Коры выветривания (КВ) | Порода (и зона); указаны сверху вниз по разрезу | Минералы | |
|-------------------|--|---|--------------------------------------|---|
| | | | Главные | Второстепенные |
| 2100—2400 | Доятулийские КВ гранитов района Лехтасари Центральной Карелии [Корякин, Сафронов, 1979] | II. Кварц-серицитовая I. Граниты слабо серицитизированные | Серицит Реликтовые | Хлориты, карбонаты, каолинит, гидрослюда Хлорит, кварц, эпидот, карбонаты |
| 2300—2400 | Докриворожские КВ гранитов Украинского щита [Додатко и др., 1972] | II. Граниты серицитизированные I. Граниты трещиноватые | Серицит Реликтовые | Карбонаты, пирит, хлориты Пирит, пирротин, карбонаты, биотит, серицит |
| 2400—2600 | Догуронские КВ гранитов района оз. Блайнд-Ривер Канадского щита | II. Грубозернистая серицитовая порода I. Граниты с обломочной текстурой | Белые слюды (серицит?) Реликтовые | — Серицит |
| 2400—2600 | Предсариолийские КВ гранитов района оз. Посла-Лампи Северо-Восточной Карелии [Негруца, 1971] | II. Сильно трещиноватая, кварц-серицитовая I. Граниты трещиноватые, брекчиевидной текстуры, частично хлоритизированные | Серицит Реликтовые | Кварц, хлорит, гематит, карбонаты, титанит, эпидот Серицит, хлорит, гидроокислы железа |
| 2600—2800 | Преддоминионрифские КВ гранитов Трансваала, Свазиленда, Наталя Южно-Африканского щита | II. Кварц-серицит-вермикулитовая I. Граниты трещиноватые, осветленные | Серицит, вермикулит Реликтовые | — Карбонаты, вермикулит |
| 2600—2800 | Предкейвские КВ гнейсов архея Балтийского щита (Кольский полуостров) [Негруца, 1971] | I. Гнейсы осветленные, перекрывающиеся кварцитовидными породами, кварц-мусковитовыми и двуслюдяными сланцами | “ | Серицит (?), биотит (?) |

Таблица 2

Наиболее полные типовые разрезы неметаморфизованных кор выветривания позднего протерозоя некоторых районов мира

| Возраст, млн. лет | Коры выветривания (ПКВ) | Порода (и зона), сверху вниз по разрезу |
|-------------------|--|---|
| 570—650 | Догдовские КВ ортогнейсов Мазурско-Белорусского массива (район Укмерге, ЛитССР) | III. Железисто-каолининовая II. Монтмориллонит-гидрослюдистая I. Слабо измененные гнейсы |
| 780—800 | Доволинские КВ амфиболитов Белорусского массива (район г. Лиды, Гродненская область) | III. Монтмориллонит-каолининовая II. Каолинит-монтмориллонитовая I. Начального изменения пород |
| 700—1050 | Доплесские КВ гранитов Украинского щита (район Подолии, Волыни) [Додатко, 1976] | III. Гидрослюдисто-каолининовая II. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая I. Слабо измененные граниты |
| 1050—1350 | Предпинские габбро Белорусского массива (Барановичский район, Брестская область) | IIб. Гидрослюдисто-монтмориллонитовая IIа. Монтмориллонит-каолининовая I. Слабо измененные габбро |
| 1200—1600 | Предтолкачевские андезитовых порфиритов обручской серии Украинского щита (с. Збраньки) | IIб. Гидрослюдисто-каолини-монтмориллонитовая IIа. Гидрослюдистая I. Слабо выветрелые порфириты |

выветривания пород основного состава наряду с серицитом содержатся биотит и гидрохлориты. В целом для кор выветривания раннего протерозоя характерны серицитизация и отчасти карбонатизация полевых шпатов и темноцветных минералов; по последним иногда развиты гидрохлориты, биотит, вермикулит. В более молодых — ятулийских корях выветривания Балтийского щита А.С. Корякин и В.Т. Сафронов [1979] отмечают единичные выделения гидрослюд, реже — каолинита. Причем гидрослюды развиты по биотиту и полевым шпатам, а каолинит — по гидрослюдам; обратного преобразования этих минералов в серицит не наблюдается. Эти данные важны для реконструкции исходного состава раннепротерозойских кор. Дело в том, что некоторые исследователи раннепротерозойские коры выветривания кварц-серицитового состава рассматривают в качестве продуктов метаморфогенного преобразования кор выветривания гидрослюдистого состава [Негруца, 1971; Roscoe, 1973]. Однако сравнительный анализ геохимии основных породообразующих химических элементов показывает интенсивный вынос из каолининовой зоны фанерозойских кор выветривания калия, натрия, магния, кремнезема, тогда как в раннепротерозойских корях в большинстве случаев калий и магний накапливаются. Калий и магний удаляются из кор вы-

| Минералы | |
|---|--|
| Главные | Второстепенные |
| Каолинит | Гидрослюда, гидроокислы железа, монтмориллонит , смешанно-слоистые, гиббсит |
| Реликтовые | Монтмориллонит, гидрослюда, смешанно-слоистые |
| — | Хлорит, монтмориллонит |
| Каолинит, монтмориллонит, смешанно-слоистые, хлорит | Гидроокислы железа, лейкоксен |
| Монтмориллонит | Каолинит, хлорит, гидрослюда, магнетит, гидроокислы железа |
| Реликтовые | Монтмориллонит, каолинит, гидроокислы железа, хлорит |
| Каолинит | Гидроокислы железа, гидрослюда |
| Монтмориллонит, гидрослюда, смешанно-слоистые | Каолинит, хлорит |
| Реликтовые | Монтмориллонит |
| Монтмориллонит, смешанно-слоистые | Гидрослюда, хлорит, карбонаты |
| Каолинит, магнетит | Хлорит, гидрослюда, гидроокислы железа, пирит, лейкоксен |
| Реликтовые | Гидрослюда, магнетит, хлорит |
| Монтмориллонит, гидрослюда, каолинит | — |
| Гидрослюда | Монтмориллонит |
| Реликтовые | " |

ветривания лишь при интенсивном выветривании. Следовательно, положительный баланс калия и магния в корях выветривания раннего протерозоя свидетельствует о слабой интенсивности процессов выветривания в слабо щелочных условиях. Последнее доказывается развитием карбонатов в корях выветривания раннего протерозоя. Все эти данные позволяют считать, что в раннем протерозое оформлялись коры выветривания кварц-серицитового, кварц-серицит-биотитового и кварц-серицит-вермикулитового составов, т.е. в отличие от архея коры выветривания раннего протерозоя сложены продуктами начальной стадии гидратации силикатов с единичными выделениями окислов железа.

В позднем протерозое (1,6—0,57 млрд. лет), по В.Е. Хаину [1972], существовали типичные платформы и геосинклинали. Подобно раннему протерозою, автор выделяет протоаридные и протогумидные климатические области (рис. 2), а также предположительно умеренно влажные и нивальные климатические зоны. В протоаридных климатических областях чаще всего зональные коры выветривания отсутствуют. Лишь местами встречается элювий дресвяно-гидрослюдистого состава.

К протогумидной климатической области приурочены наиболее мощные полизональные коры выветривания (табл. 2). Как видно из данных

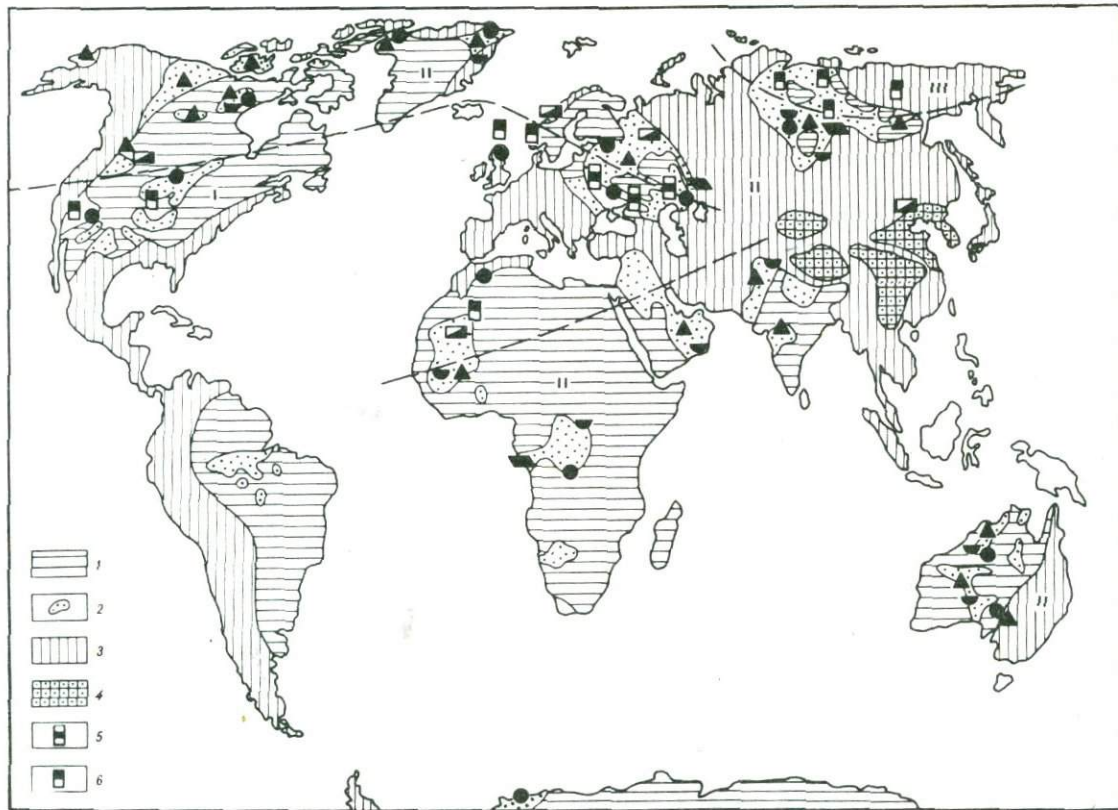


Рис. 2. Схематическая карта распространения кор выветривания и литогенетических индикаторов климата позднего протерозоя (тектоническая основа дана по А.К. Башарину и Н.А. Берзину [1977])

1 — щиты; 2 — плиты, прогибы, грабены; 3 — геосинклинальные пояса; 4 — платформенные массивы; 5, 6 — типы профилей кор выветривания: 5 — каолиновый, 6 — гидрослюдистый; остальные условные обозначения см. на рис. 1

Таблица 3
**Наиболее полные типовые разрезы кор выветривания
 фанерозоя некоторых районов мира**

| Возраст, млн. лет | Коры выветривания | Порода (и зона), сверху вниз по разрезу | Минералы | |
|----------------------|---|--|---|---|
| | | | Главные | Второстепенные |
| 0—10 | Неоген-антропогенные гра- нитов Австралии | IV. Кварц-диаспор-гиббсито- вая III. Кварц-гиббсит-каолини- вая II. Кварц-каолинит-гидрослюди- стая | Диаспор, гиббсит Каолинит Гидрослюда, каолинит | Каолинит, гидроокислы железа, кварц Гиббсит, гидроокислы железа, кварц, лейкоксен, диаспор Диаспор, гидроокислы железа, гиббсит, кварц |
| 0—10 | Неоген-антропогенные долеритов Фута-Джалон (Гви- нейский щит) | IV. Бокситовая III. Железисто-каолининовая II. Монтмориллонитовая | Гиббсит Каолинит Монтмориллонит | Гидроокислы железа Гиббсит, гидроокислы железа Гиббсит, гидроокислы железа, Монтмориллонит |
| 30—140 | Мел-палеогеновые долеритов Нижнеподсопочного проявле- ния Сибирской платформы | IV. Гётит-каолинит-гиббситовая III. Гётит-каолининовая II. Монтмориллонитовая I. Дезинтеграции | Каолинит, гиббсит Каолинит Монтмориллонит, смешанно- слойные Реликтовые | Гидроокислы железа Гидроокислы железа Монтмориллонит |
| 180—200 | Позднетриас-раннеюрские базальтовых порфиритов Кай- ракского месторождения юго- западных отрогов Гиссарско- го хребта | IV. Гематит-диаспоровая III. Каолининовая II. Гидрослюдистая I. Дезинтеграции | Диаспор, гётит Каолинит, гётит Гидрослюда — | Каолинит Диаспор, гидрослюда Гётит, каолинит, хлорит Хлорит |
| 330—350 | Раннекарбонные амфибол- хлоритовых сланцев Северо- Онежского района Русской платформы | IV. Железисто-гиббситовая III. Каолининовая II. Монтмориллонитовая | Гиббсит Каолинит Монтмориллонит | Гидроокислы железа, каолинит Гиббсит, гидрослюда Гидрослюда, хлорит |

Таблица 4
**Наиболее полные типовые разрезы
 субазральных кор выветривания докембрия и фанерозоя
 (этапы и возраст, млрд. лет)**

| Азойский, 5—4,6 | Катархейский, 4,6—3,6 | Архейский, 3,6—2,6 | Раннепротерозойский, 2,6—1,6 |
|------------------------------------|-----------------------|--|--|
| Коры выветривания не формировались | — | Однозональные профили, сложенные обломочным элювием с единичными выделениями безводных алюмосиликатов в виде хлорита | Двухзональные профили кварц-серицитового и кварц-серицит-вермикулитового состава с карбонатами, биотитом, реже с гематитом |

табл. 2, типовые профили кор выветривания раннего рифея в отличие от раннего протерозоя представлены гидрослюдистым и монтмориллонитовым типом. Основные породообразующие минералы — гидрослюды и монтмориллонит; гидроокислы железа встречаются лишь в отдельных разрезах.

Коры выветривания позднего рифея и венда отличаются в целом трехзональным строением профилей и имеют гидрослюдисто-каолининовый и монтмориллонит-каолининовый состав с гидроокислами железа. Таким образом, в отличие от архея и раннего протерозоя коры выветривания позднего протерозоя сложены слоистыми гидросиликатами в виде гидрослюд, монтмориллонитов, смешанно-слоистых образований, каолинита, а также гидроокислов железа, а в корах выветривания венда, кроме того, встречаются единичные выделения гиббсита.

В фанерозое формировались коры выветривания аридного, гумидного и ледового типов литогенеза в пределах как докембрийских щитов и молодых платформ, так и эпиплатформенных и эпигеосинклинальных орогенов.

С ранним палеозоем связано развитие кор выветривания, сходных с позднепротерозойскими.

Начиная с девона и в течение всего позднего фанерозоя во влажной тропической зоне наряду с кораи выветривания, сходными с кораи предшествующего этапа, впервые в эволюции Земли шло формирование латеритных, нередко бокситоносных кор выветривания (табл. 3). Причем развитие последних происходило в пределах древнейших щитов и выступов щитовидных поднятий фундамента молодых платформ; в корах выветривания эпигеосинклинальных орогенов бокситоносные коры выветривания развития не имели. Характерная особенность латеритных кор выветривания — присутствие в них гидроокислов алюминия и железа по всему разрезу коры. Эти данные важны для реконструкции состава кор выветривания древнейших геологических эпох. Отсутствие в докембрийских корах выветривания реликтовых минералов свободного глинозема в виде корунда или диаспора — дополнительный аргумент неправомочности представлений отдельных авторов о развитии латеритных кор выветривания в докембрии.

На дне мирового океана в фанерозое и протерозое под действием слабо щелочных вод шло формирование продуктов выветривания, сложенных

| | |
|---|---|
| Позднепротерозой-раннепалеозойский, 1,6–0,4 | Среднепалеозой-мезозой-кайнозойский, 0,4–0 (новое время) |
| <p>Двух-, трехзональные профили гидрохлорит-монтмориллонитового, гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитового, гидрослюдисто-каолинитового состава с гидроокислами железа, а также очень редко с единичными выделениями гиббсита в корях выветривания венда</p> | <p>Двух-, трех- и четырехзональные профили латеритных кор выветривания охристо-гиббситового, гидрохлорит-монтмориллонит-гиббситового, гидрослюдисто-каолинит-гётит-гиббситового (бемит-гиббситового, диаспор-гиббситового), каолинит-гётит-гиббситового состава и др.</p> |

главным образом гидрохлоритами, монтмориллонитами, смешанно-слойными образованиями, цеолитами и карбонатами.

Итак, рассмотренный материал дает основание выделить четыре последовательно сменившихся этапа эволюционного развития кор выветривания в истории Земли: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозой-раннепалеозойский и среднепалеозой-мезозой-кайнозойский. Каждый из этих этапов образования кор выветривания в субэкральных условиях отличался формированием профилей нового типа с более сложным составом новообразованных минералов: от однозональных, примитивных, сложенных обломочным элювием с единичными выделениями хлоритов в архее, до полиминеральных, геохимически интенсивно дифференцированных латеритных — в последевонское время (табл. 4). В субаквальных условиях катархей и раннего архей оформлялись продукты подводного выветривания гидрохлорит-монтмориллонит-каолинитового состава с хлоридами железа и марганца, фторидами кальция, магния, алюминия и сульфиды тяжелых металлов, а в послеперархейский этап геологического развития — продукты подводного выветривания, сложенные гидрохлоритами, монтмориллонитами, смешанно-слойными образованиями и цеолитами.

Принципиальные отличия строения и состава континентальных кор выветривания разных геологических эпох хорошо согласуются с геохимией основных породообразующих химических элементов, рассмотренных автором. Додевонские коры выветривания характеризуются в целом отрицательным балансом алюминия [Пак, 1982 б]. Это исключало возможность развития латеритных кор выветривания; за счет выноса алюминия из кор образовались хемогенные бокситы (диаспориты, корундиты). Кремний и натрий испытывали вынос из кор выветривания в течение всего послеперархейского времени. При этом постепенно возрастала интенсивность выноса этих элементов из кор выветривания от раннего докембрия до фанерозоя включительно. Калий и магний в общем накапливались в додевонских корях выветривания преимущественно кварцсерицитового, гидрослюдистого и монтмориллонитового составов. Закисное железо в течение раннего протерозоя выносилось из кор выветривания, в результате чего образовались осадочные руды железа типа железистых кварцитов КМА, окисно-карбонатных руд серии гондит и др.; окислы железа накапливались лишь со второй половины раннего протерозоя: с этим периодом совпадает развитие первых красноцветов и эвапо-

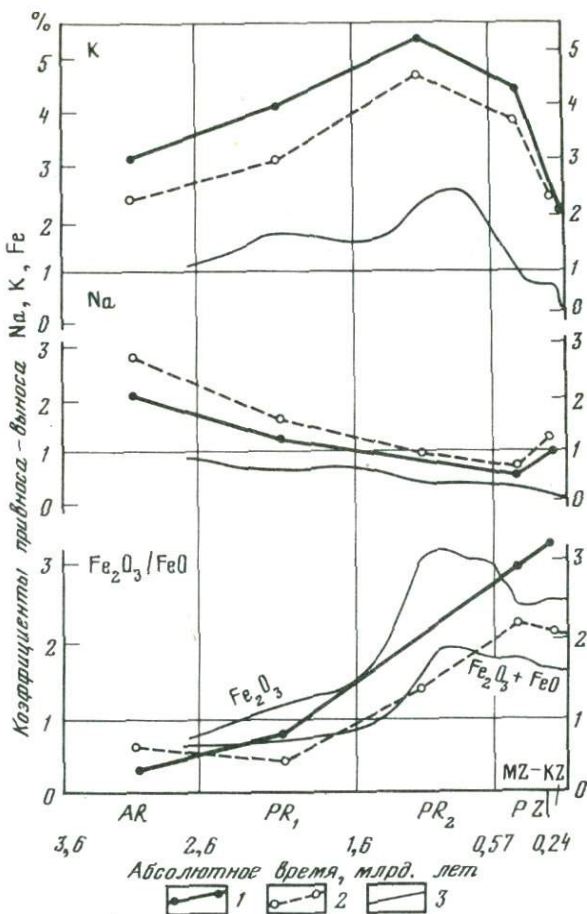


Рис. 3. Сопоставление средних содержаний калия, натрия, величины отношения окисного железа к закисному в глинах осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ по А.Б. Ронову и А.А. Мигдисову, 1970 г. и средних коэффициентов привноса-выноса натрия, калия, железа из кор выветривания в истории Земли по данным автора

В глинах: 1 — Северо-Американской платформы, 2 — Русской платформы, 3 — в корях выветривания

ритов на Земле. Титан [Пак, 1982 а] испытывал вынос из кор выветривания раннего протерозоя и раннего рифея, а в последующее время — как накопление, так и вынос. Эволюция геохимии калия, натрия и железа в послепархейских корях выветривания однозначно коррелируется с данными А.Б. Ронова [Ронов, 1980] и А.А. Мигдисова по распределению этих элементов в послепархейских глинах Русской и Северо-Американской платформ (рис. 3) и свидетельствует о генезисе глин за счет размыва и переротложения кор выветривания.

В заключение необходимо отметить, что изменение состава кор выветривания обуславливалось общей эволюцией геохимических условий их образования. Так, формирование континентальных кор выветривания в архее и раннем протерозое происходило в условиях господства одно-

образной, слабо щелочной восстановительной среды, а начиная с рифея — в условиях возникновения все новых гидрогеохимических обстановок с различными рН и еН: от резких щелочных до сильно кислых, восстановительных и окислительных сред.

Развитие процессов подводного выветривания протекало, напротив, под действием сильно кислых вод в катархее, кислых — раннем архее, слабо щелочных и щелочных — начиная с позднего архея, в протерозое и в фанерозое.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П.* Происхождение земных оболочек. — В кн.: Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.
- Войткевич Г.В., Лебедев Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975.
- Додатко А.Д.* Коры выветривания Украинского щита: Автореф. дис... докт. геол.-минерал. наук. Киев: Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР, 1976.
- Клиш Е.А.* Нижнеархейские коры выветривания Алданской подвижной области. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
- Корякин А.С., Сафронов В.Т.* Опыт комплексного литолого-геохимического исследования метаморфизованных кор выветривания докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1979.
- Мац В.Д., Попов Ю.Г.* Некоторые черты эволюции кор выветривания гранитов. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
- Миловский А.В.* О первичных осадочных образованиях и направленности геохимических процессов в геологической истории. — В кн.: Литологии и осадочная геология докембрия: X Всесоюзное литологическое совещание. М., 1973.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., 1975.
- Негруца Т.Ф.* Докембрийские коры выветривания в карельских образованиях северо-восточной Карелии. — Вестн. ЛГУ, 1971, № 24.
- Павловский В.И.* Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
- Пак А.И.* Баланс титана в послепермских корях выветривания пород кислого и основного составов. — Докл. АН УзССР, 1982 а, № 2.
- Пак А.И.* Эволюция химического состава кор выветривания в истории Земли. — Узб. геол. журн., 1982 б, № 1.
- Перельман А.И.* Геохимия. М., 1979.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М., 1980.
- Семеновко Н.П.* Ультрабазитовые формации — швы окраин разрастающейся коры континентов. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия: Докл. сов. геологов. Докембрий. М.: Наука, 1980.
- Сидоренко А.В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Тяньков В.А.* Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов докембрия. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
- Трубина К.Н.* Рудоносность и генетические особенности древнейшей коры выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4; Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М.: Наука, 1973.
- Фролова В.Н.* Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2.
- Хаин В.Е.* Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972.
- Шидловски М.* Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980.
- Goodwin A.M.* Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian shield. — Upper Mantle (Geol. Processes), 1968, vol. 1, (Y.G.C. Sess. 23, Soc. 1).
- Roscoe S.M.* The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic Succession showing evidence of atmospheric evolution. — Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1973, N 12.

В.И. Драгунов

ОНТОГЕНЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ В АСПЕКТЕ ИХ ИЕРАРХИИ, ФИЛОГЕНИИ И ЭКОЛОГИИ

Трудно назвать раздел естествознания, в котором идеи эволюции не находили бы себе применения. Однако теоретические аспекты эволюционных построений в различных естественных науках из-за неравномерности их разработки разработаны с неодинаковой полнотой и строгостью.

Настоящее сообщение — попытка рассмотреть хотя и существенные, но все же лишь некоторые вопросы эволюции геологических тел, используя возможности уровенно-организационной концепции. Эта концепция в 60–70-е годы позволила существенно продвинуться в проблемах систематики естественных геологических, и в том числе литологических, тел.

Исходные понятия концепции уровней организации заключались в более сложных понятиях о естественном теле и о парагенезисе.

“... В основе всего естествознания лежит понятие о естественном (природном) теле и о природном явлении” [Вернадский, 1980, с. 59].
“... Живое вещество проявляется как вид, род, раса и т.д. Мы различаем живое вещество однородное — родовое, видовое и т.п. — и живое вещество неоднородное, как лес, степь, биоценоз вообще, состоящее из однородных живых веществ, их закономерные смеси” [Там же, с. 57].

Анализ высказываний Н.П. Хераскова [1967] и Н.С. Шатского [1965] относительно содержания понятия о парагенезисе позволил обнаружить лежащие в его основе более простые понятия об элементе, структуре, виде и уровне организации [Драгунов и др., 1974]. Можно различить две стороны использования понятия о парагенезисе в трудах Н.П. Хераскова и Н.С. Шатского, одна из которых связана с изучением естественных тел — минералов, горных пород и формаций как объектов разного уровня организации вещества, а другая — с исследованием их геоценотических ассоциаций, в том числе геоценотических ассоциаций разного уровня. Тем самым с понятием о парагенезисе связываются не только представления о структурно-вещественной однородности объектов определенного вида, принадлежащих определенному уровню организации вещества, но и понятия об их геоценотических-экологических отношениях. Н.С. Шатский придавал очень большое значение понятию о парагенезисе [Яншин, 1963], которое для концепции уровней организации вещества может быть сравнимо лишь со значением понятия о естественном теле. Неприятие концепции уровней организации основывается на отрицательном отношении ее критиков (Ю.А. Воронин, Э.А. Еганов и др.) к понятию об естественном теле.

Автор [Драгунов, 1971] и И.В. Круть [1978] неоднократно поясняли, что естественные тела понимаются как “тела, изучаемые естествознанием”, как индивидуальные, неделимые, т.е. элементарные на определенном уровне тела. Естественные тела могут быть естественного (природного) и искусственного (техногенного) происхождения. Например, техногенные минералы — шпинели, кварц, алмаз и др.; техногенные парагенерации — “хвосты” обогатительных фабрик, отвалы на разрабатываемых или отработанных месторождениях и т.д. Пути к сближению позиций сторонников и критиков концепции уровней открываются в связи с предложением С.В. Мейена [1977] различать мерономические и классификационные процедуры. Понятие мерона в пределе сводится к понятию об элемен-

тарной части естественного тела (объекта), иными словами, к элементарному естественному телу определенного уровня и определенного таксона.

Среди классификаций естественных тел (*s. lato*) различаются иерархические (по уровням организации), систематические (по таксонам в пределах фиксированного уровня) и целевые. Различение статических, динамических и ретроспективных аспектов исследования геологических объектов наряду с различием уровней организации — важнейшее условие строгости их классификаций.

Особое значение имеют иерархические классификации, в которых итерируется понятие класса и соответственно рассматриваются не только объекты (и вещи) и их классы, но и классы классов объектов. В концепции уровней организации геологические объекты классифицируются (систематизируются) по структурно-вещественной однородности в пределах некоторых уровней, а затем классифицируются сами уровни. Систематика геологических объектов того или иного уровня развивается как система таксонов, ранг которых определяется по принципу энклапсиса (рис. 1).

Дополнительное классифицирование ранее иерархизированных и систематизированных геологических объектов по какому-либо другому принципу и другим признакам позволяет создавать целевые классификации. Среди них наиболее распространены стратиграфические, тектонические и минерагенетические, выполняемые в различных аспектах. Статический аспект этих классификаций позволяет перейти к систематикам стратиграфических, тектонических и минерагенетических объектов геологии. В этих систематиках однородные в иерархическом и таксономическом отношении геологические объекты дополнительно систематизируются в стратиграфическом, тектоническом и минерагенетическом отношениях [Драгунов и др., 1974]. Распространенные в литологии, учении о формации, тектонике и минерагении представления о генетических классификациях как наиболее совершенном средстве и высшей цели исследований не отвечает опыту геологических наук с наиболее развитыми понятийными системами. Понятие о генетических классификациях имеет не менее $2^{3 \times 4}$ интерпретаций, если не различать и не фиксировать особенности рассматриваемой классификации (иерархическая, систематическая, целевая) и особенности понимания генезиса (онто-, фило-, иерархогенез, экологические аспекты).

Взаимодействие объекта (биологического, геологического и др.) и среды — процесс крайне сложный, в связи с чем целесообразно различать его составляющие. Так, развитие объекта описывается с помощью понятий об онтогенезе и филогенезе и, дополнив, иерархогенезе; взаимодействие объекта со средой характеризуется его экологическими, в том числе ауто- и синэкологическими отношениями [Одум, 1975]. Реальное единство объекта — геологического, биологического — и среды можно описывать в системе относительно расчлененных понятий, неразличение которых ведет к образованию сложных понятий, количество которых в данном случае достигает $2^3 \times 2 = 64$ (3 — простые понятия, отражающие развитие объекта, 2 — его взаимодействие со средой).

Большее совершенство эволюционных построений, связанных с изучением объектов биологии и палеонтологии, объясняется именно тем обстоятельством, что в этих науках определена система исходных простых понятий, лежащих в основе эволюционных теорий. Между тем основоположниками эволюционных идей в геологии и биологии были одни и те же исследователи.

Н.С. Шатский называл Ч. Дарвина наряду с Ч. Лайелем основателем

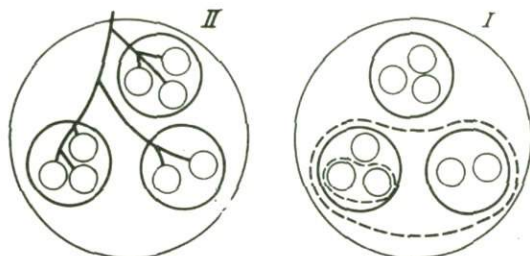


Рис. 1. Соотношение энкапсисов (I), отражающих соотношения таксонов разного ранга и родословных деревьев (II). По Remane [Проблемы . . . , 1971]

современной геологии. В своих геологических исследованиях Ч. Дарвин показал значение идей Ч. Лайеля о роли эволюционных изменений лика Земли и распространил лайелевскую концепцию для объяснения изменений органического мира. Ч. Дарвин сделал очень многое "для утверждения онтологического метода, создавшего современную геологию" [Шатский, 1965б, с. 161]; метода, основные черты которого определились трудами К. фон Гоффа и Ч. Лайеля.

Таким образом, именно в геологии была сформулирована идея эволюционного преобразования. В дальнейшем Ч. Дарвин полагал результаты, полученные В.О. Ковалевским по эволюции ископаемых копытных, важнейшими для утверждения эволюционной теории. Б.Л. Личков [1946] обратил внимание на существенное различие филогенетического метода, который был применен В.О. Ковалевским, и онтогенетического метода, принятого А.П. Карпинским [1945а] в его исследовании аммоней артинского яруса. Этим же методом позднее В.И. Бодылевский [1926] изучил онтогенетическое развитие *Cadoceras elatmae* Nik. Выясняя соотношение трохилисков и современных харовых, А.П. Карпинский [1945б] предложил использовать результаты, полученные анализом фаз или стадий онтогенеза харовых, для отыскания среди этих фаз такой, которая для ископаемых предков была в свое время окончательной. В своей последней работе, касающейся проблем эволюции палеонтологических объектов, А.П. Карпинский [1945в] биогенетический принцип принимает, учитывая выводы А.Н. Северцова. Последние касались существенных ограничений и уточнений биогенетического закона. Этот закон обычно называют законом Мюллера—Геккеля, хотя понимание соотношений онто- и филогенеза этими исследователями существенно различно.

Биогенетический закон в формулировке Э. Геккеля — онтогенез есть краткое и быстрое повторение филогенеза, обусловленное физиологическими функциями наследственности (размножения) и приспособления (питания), — не отражает закономерностей эмбрионального развития организмов. "По мере эволюции взрослого животного меняется, конечно, и эмбрион, но, по представлению Геккеля, это происходит только путем прибавления новых записей, а не путем изменения всего текста. Эмбриологическое развитие остается по сути неизменным и лишь удлиняется прибавлением стадий развития вновь приобретенных признаков" [Шмальгаузен, 1969, с. 350]. Трудami Г. де Бера и А.Н. Северцова проблема онтогенеза и филогенеза получила иную интерпретацию. "Онтогенез не только удлиняется путем прибавления стадий; он весь перестраивается в процессе эволюции; он имеет свою историю, закономерно связанную с историей

взрослого организма и частично ее определяющую. Филогенез нельзя рассматривать как историю лишь взрослого организма и противопоставлять онтогенезу. Филогенез и есть исторический ряд известных (отобранных) онтогенезов" [Там же, с. 351–352]. Онтогенез рассматривается как индивидуальный этап, отдельное звено в цепи филогенетических изменений организмов. А.Н. Северцов [1967] предложил различать усложнения онтогенеза путем: а) надставки стадий (анаболий), б) изменения на любой стадии и исключения всех позднейших стадий (девиация), в) изменения зачатков органов (архаллаксис) (рис. 2). Повторение в онтогенезе этапов развития получило наименование рекапитуляции (повторение глав). Рекапитуляция при этом идет только в условиях анаболий.

Биогенетический закон оказывает большое влияние на исследования не только в области биологии и палеонтологии, в сущности, палеобиологии [Меннер, 1962], но и в других разделах науки.

В начале текущего столетия А. Пуанкаре, а затем в 60–70-е годы Дж. Пойа [1970] и И. Лакатос [1967] обратили внимание на то, что обучение математике управляется законом, гомологичным биогенетическому; онтогенез знаний обучающегося математике повторяет историю развития математики; этот закон в дальнейшем рассматривается в качестве нооили гносеологического закона Пуанкаре.

Гомолог биогенетического закона в геологии — геогенетический закон, основные черты которого определились в исследованиях Д.П. Григорьева [1961] и Д.В. Рундквиста [1965], которому принадлежит формулировка содержания этого закона: "... в сравнительно кратковременные периоды времен процесс развития как бы в сокращенном виде со своим "акцентом" (наиболее полно выраженной частью общего процесса) проходит общую историю развития" [с. 85] (рис. 3).

При общем подобии биогенетического и геогенетического законов следует обратить внимание на их существенное отличие. Биогенетический закон относится к онтогенетическим преобразованиям индивидуального биологического объекта, уже вступившего на организмическую стадию своего развития, и не рассматривает предорганизмические стадии, т.е. не рассматривает его иерархогенез. Геогенетический закон существенно ориентирован на объяснение закономерностей развития индивидуальных геологических объектов более высокого уровня организации в ходе наблюдений над развитием слагающих их объектов низших уровней. В связи с этим обстоятельством, по-видимому, должны быть дополнены и обобщены формулировки обоих законов. Понятие о филогенезе, принимаемое в формулировках биогенетического и геогенетического законов, получило слишком широкое содержание и может быть уточнено расчлениением его на понятие о собственно филогенезе (таксоногенезе) и на понятие об иерархогенезе — генезисе уровня организации, к которому принадлежит таксон.

Био- и геогенетический и гомологичные им законы могут получить более развернутую формулировку — онтогенез повторяет иерархогенез и филогенез. Иерархогенез геологических объектов отражается в формировании объектов все более высоких уровней организации из объектов более низких уровней, например, горнопородных тел из минеральных и т.д.

Существенная сторона формирования объектов более высокого уровня организации — накопление достаточного количества предшествующего уровня в их популяции. Наиболее наглядно это положение может быть иллюстрировано на примере образования слоев горных пород из минеральных зерен, принадлежащих одному виду. Переход от популя-

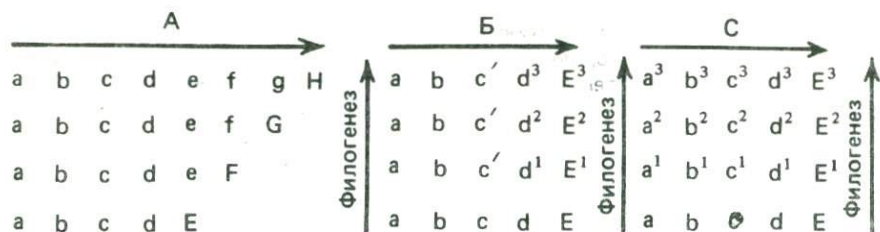


Рис. 2. Схемы, поясняющие роль анаболей (А), девиаций (Б) и архаллаксисов (С) в эволюции онтогенезов. Строчными буквами обозначены стадии онтогенеза, прописными — конечные состояния по Шмальгаузену [1969, с. 359] с изменениями

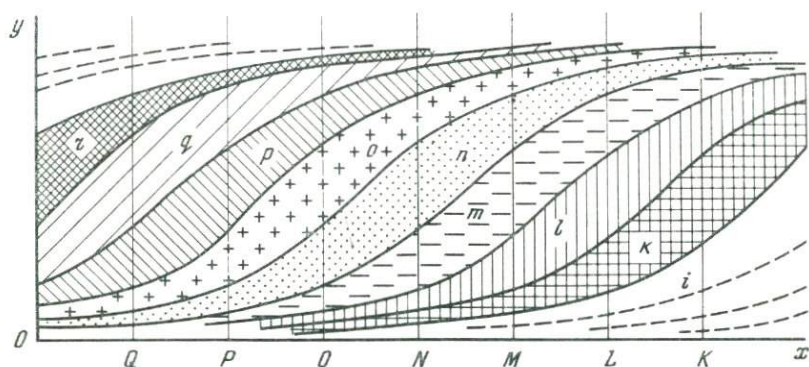


Рис. 3. График развития геологических явлений во времени. По оси абсцисс — этапы эволюции длительно развивающихся явлений, по оси ординат — более кратковременных по Рундквисту [1965, с. 86] с изменениями

ции минеральных зерен одного вида к телу (слою, пласту ...) мономинеральной горной породы осуществляется преобразованиями структуры связей минеральных зерен. Средние расстояния и стандартные отклонения расстояний между центрами зерен показывают более высокую структурную однородность горной породы, а также превышения среднего расстояния между центрами зерен в популяции их среднего расстояния в горной породе, которое становится равным среднему размеру зерен и соответственно размерам элементарной ячейки мономинеральной породы. Переход от структурных отношений, характерных для популяций минеральных зерен, к более тесным и однородным структурным связям переводит вещество на новый уровень. Существенно, что в горной породе зерна минералов становятся элементарными объектами низшего уровня в объекте высшего уровня, тогда как их популяция оставалась в вещественном отношении популяцией объектов минерального уровня.

В зависимости от масштаба исследований, особенно сопровождающихся сопоставлением различных карт, может быть избран тот или иной надпородный уровень организации геологических объектов, относительно которых "свертывается" различная "целевая" информация.

Парагенерации выделяются как однородные по наборам видов горных пород и виду геометрических соотношений (структуры) слоев. По этим признаками парагенерации определяются в систематическом отношении

(вид, род и более высокие таксоны). Номенклатура парагенераций биномиальна: родовое наименование отражает состав и (или) структуру, видовое — географическое положение голотипа.

Наиболее интересны с позиций геологии рудных и нерудных полезных ископаемых, нефти и газа парагенерации первичного или вторичного обогащения теми или иными компонентами; концентрирование последних происходит по мере обогащения на все более высоких уровнях, начинаясь на атомно-молекулярном, затем минеральном, горно-породном и, наконец, парагенерационном [Драгунов и др., 1974; Смыслов, 1974; Проблемы ..., 1971]. Стадия образования горной породы из зерен минералов — стадия ее иерархогенеза, по достижении которой становятся возможными различные преобразования вещества горной породы уже в филогенетическом аспекте; например, превращение кварцевого песка в кварцевый песчаник, затем кварцит. Слои, сложенные кварцитом, могут образовать элементарную ячейку монопородной кварцевой парагенерации.

Таким образом, концентрирование вещества SiO_2 проходит на минеральном, горнопородном и парагенерационном уровнях. Более яркий пример — концентрирование углерода на минеральном (графит), горнопородном (графит или лучше графитит) и парагенерационном (графитовая парагенерация) уровнях.

Геоформации представляют собой следующий уровень организации вещества. Их выделение в разрезах проводится путем группирования смежных тел парагенераций; геоформационные тела однородны по наборам видов парагенераций и геометрическим соотношениям (структуре) их тел. Номенклатура геоформаций может развиваться по тем же принципам, что и номенклатура парагенераций. И парагенерации, и геоформации образуют латеральные и вертикальные последовательности — парагенерационные и геоформационные ряды. Эти последовательности — геоценотические сообщества; их не следует относить к самостоятельным уровням организации вещества: однако можно выделять уровни геоценотической организованности ассоциаций тел парагенераций и геоформаций.

Различие аут- и синэкологических аспектов существенную роль играет в исследованиях, связанных с получением существенных характеристик геологических и биологических объектов. Так, В.И. Вернадский [1965] полагал, что биогеохимические характеристики должны относиться к живому веществу, образованному организмами, принадлежащими одному виду. В.П. Амалицкий по находкам антракозидов в пермских отложениях на р. Северной Двине сделал вывод о возможном существовании в пермском периоде на этой территории условий, подобных условиям обитания антракозидов на юге Африки, вместе с остатками которых были найдены наземные позвоночные. Другим примером использования аутэкологического подхода и интерпретации геологических наблюдений служат выводы, сделанные в связи с обнаружением на Сибирской платформе пиропов того же типа, которые были известны на алмазоносных территориях Африки.

Аутэкологические аспекты изучения геологических тел в конечном счете сводятся к использованию объектов, принадлежащих к виду, типоморфному для определенных обстановок. Большинство видов геологических объектов не типоморфны; однако ценотическая ассоциация объектов, принадлежащих нескольким видам, позволяет получить синэкологическую характеристику условий их существования.

В.И. Вернадский показал, что геологические процессы идут с участием живого вещества, повышающего миграцию атомов в собственно биосфере,

и охваченных жизнью оболочках косного вещества, что все большую роль в геологических процессах приобретает деятельность человека. Ход геологических процессов представляет собой поток массы вещества, энергии и информации — организованности.

Процессы образования объектов высших уровней из объектов низших уровней — конструктивный иерархогенез, равно как и обратные процессы распада объектов высших уровней на объекты низшего уровня — деструктивный иерархогенез, идут не только с увеличением или уменьшением массы объектов высшего уровня, но и с поглощением или выделением энергии. Эти процессы не противоречат закону сохранения массы и закону сохранения массы и энергии. Однако преобразование популяционной ценотической системы объектов низших уровней в иерархическую систему объекта высшего уровня управляется не только законом сохранения массы и энергии. Это преобразование идет также с изменением организационных информационно-энтропийных свойств системы. В целом, конструктивный и деструктивный иерархогенез управляется законом сохранения количества массы, энергии и информации. Такой закон, по-видимому, позволяет в обобщенной форме описывать процессы, протекающие в оболочках косного вещества Земли, ее биосферы и ноосферы в условиях космического бытия планеты. Если на пути от косного к живому веществу в ходе эволюции геосфер и биосферы повышается массо- и энергообмен, то на пути от живого к разумному в ходе эволюции биосферы повышается энергообмен и обмен информацией. Особенности эволюции геологических объектов и явлений ранее определялись взаимодействием преимущественно косных оболочек, позднее косных оболочек и разрастающейся биосферы, теперь же существенным фактором геологической эволюции становится их взаимодействие с ноосферой.

Обмен информацией означает обмен не только и не столько сведениями о наблюдаемых явлениях, но и методами получения этих сведений, ведущими к росту организованности науки в ходе эволюции ее теорий. Это особенно важно в связи с широкой постановкой исследований геологических процессов [Жабин, 1979; Проблемы . . . , 1981].

А. Моль [1973], рассматривая эволюцию рамок современного мышления, полагает, что в настоящее время традиционная культура, основывающаяся на аристотелевской системе знаний, заменяется так называемой мозаичной, или войлочной, культурой. Экран понятий традиционной культуры отличается геометрической правильностью, тогда как экран понятий мозаичной культуры имеет структуру войлока (рис. 4). Известно, что развитие естествознания и математики до начала XX в. не выходило за рамки аристотелевского положения о существовании объектов (или вещей) и класса объектов (или вещей). При таком понимании оснований аристотелевской системы знаний действительно может быть признана правильной мысль А. Моля о смене культур. Однако на границе XIX и XX вв. Б. Рассел итерировал понятие класса и ввел для математических структур понятие класса классов структур. Итерирование понятия класса в естественных науках выразилось во введении понятия уровня организации как класса всех возможных классов объектов, изучаемых данной наукой.

Существенно то обстоятельство, что объем понятия уровень организации в конкретной науке максимален, т.е. этим понятием охвачены все объекты, изучаемые данной наукой. Меньший объем имеют понятия конкретных систематических категорий типов . . . семейств, родов, видов. Еще меньший объем характеризует различные понятия геологии, отражающие стратиграфические, тектонические и минерагенические

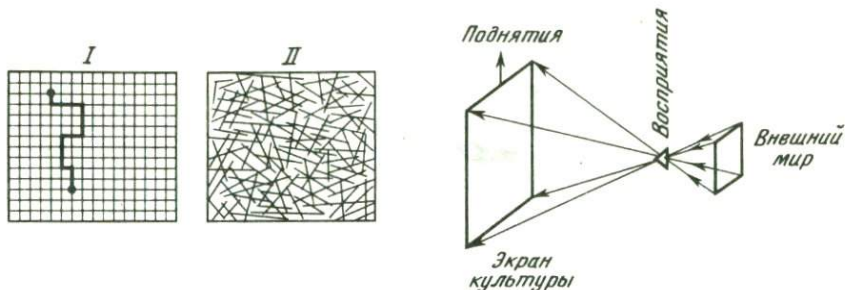


Рис. 4. Соотношения традиционной (I) и мозаичной (II) культур по Молю [1973, с. 44] с изменениями

аспекты исследования геологических объектов, особенно в тех случаях, когда изложение ведется на языке генетических построений, основывающихся на нерасчлененной системе понятий.

Модель переработки информации в естественных науках была предложена А.Н. Олейниковым [Проблемы . . . , 1971]. Эта модель отражает смену построений, создаваемых для данного случая — ad hoc, фундаментальными построениями и, в частности, отражает смену "геологии гипотез-геологий принципов", если воспользоваться образным выражением Н.С. Шатского.

Различие понятий о иерархогенезе, филогенезе и онтогенезе геологических тел, ауто- и синэкологических особенностях их существования, а также производных понятий может существенно повысить эффективность эволюционных построений геологии. Ожидать "самозарождения" системы соответствующих понятий эволюционной геологии в онтогенезе знаний того или иного геолога нецелесообразно. Формирование концептуальной системы эволюционной геологии рационально подчинить действию ноо- или гносеогенетического закона, руководствуясь в операциональных аспектах соответствующих исследований геогенетическим законом и сопоставляя результаты исследований с результатами, полученными в эволюционной палеонтологии [Бодылевский, 1976; Борисяк, 1947; Ивановский, 1976; Карпинский 1945а,б; Меннер, 1962; Попов, 1973; Соколов, 1981; Тесаков, 1978] на основе биогенетического закона.

ЛИТЕРАТУРА

- Бодылевский В.И. Развитие *Cadoceras eletmae* Nik. — В кн.: Ежегодник русского палеонтологического общества. 1926, т. 5. ч. 1. Л., с. 61—96.
- Борисяк А.А. Основные проблемы эволюционной палеонтологии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 80 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Вернадский В.И. Живое вещество. М.: Наука, 1978. 360 с.
- Вернадский В.И. О коренном материально-энергетическом отличии живых и косных естественных тел биосферы. М.: Наука, 1980, с. 55—84. (Тр. биогеохим. лаб.; Вып. 16).
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Драгунов В.И. Концепция уровней организации и симметрия понятий наук о Земле: О трансляции систем понятий геологии. — В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971, с. 19—30.
- Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 160 с.

- Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1979. 276 с.
- Ивановский А.Б. Палеонтология и теория эволюции. Новосибирск: Наука, 1976. 79 с.
- Карпинский А.П. Об аммониях артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945а. Собр. соч., т. 1, с. 32—151.
- Карпинский А.П. О трохилисках. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945б. Собр. соч., т. 1, с. 345—426.
- Карпинский А.П. О некоторых новых данных об остатках организмов, признаваемых проблематическими, о делаемых относительно их и других ископаемых выводах и о научной критике. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945в. Собр. соч., т. 1, с. 479—496.
- Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 368 с.
- Лакатос И. Доказательства и опровержения. М.: Наука, 2967. 150 с.
- Личков Б.Л. Карпинский и современность. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 75 с.
- Личков Б.Л. Воззрения В.И. Вернадского на биосферу и ноосферу: Материалы сессии к 100-летию В.И. Вернадского: Географ. о-во СССР. Л., 1963, с. 6—18.
- Мейен С.В. Таксономия и мерономия. — В кн.: Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наук. думка, 1977, с. 25—33.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 376 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 65).
- Моль А. Социодинамика культуры. М.: Прогресс, 1973. 408 с.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 742 с.
- Пойа Д. Математические открытия. М.: Наука, 1970. 451 с.
- Попов А.В. О закономерностях эволюции как системы. Фрунзе: Илим, 1973. 96 с. Проблемы развития советской геологии. М., 1971. 336 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Нов. серия. Т. 177).
- Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. 210 с. (Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР; Вып. 517).
- Рундквист Д.В. Об одной общей закономерности геологического развития. — В кн.: Материалы совещания: Общие закономерности геологических явлений. Л.; ВСЕГЕИ. НТО Горное, 1965, вып. 1, с. 79—90.
- Северцов А.Н. Главные направления эволюционного процесса. М.: Изд-во МГУ, 1967. 203 с.
- Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 232 с.
- Соколов В.С. Палеонтология, геология и эволюция биосферы. Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1981, вып. 517, с. 156—167.
- Тесаков Ю.И. Табуляты: Популяционный, биоценотический и биостратиграфический анализ. М.: Наука, 1978. 260 с.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. тр. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Шатский Н.С. Избр. труды. М.: Наука, 1965а. Т. 3. 348 с.
- Шатский Н.С. Дарвин как геолог. М.: Наука, 1965б. — Избр. труды, т. 4, с. 161—188.
- Шмальгаузен И.И. Проблемы дарвинизма. Л.: Наука, 1969. 494 с.
- Яншин А.Л. Николай Сергеевич Шатский. — В кн.: Н.С. Шатский. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Избр. труды, т. 1, с. 13—36.

УДК 551.1 + 552.5

И.А. Вылцан, А.Ф. Беженцев

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В теоретическом плане решение вопроса о ходе развития осадочного процесса в геологической истории Земли стало возможным только благодаря глубокому и всестороннему изучению современных процессов и явлений и использованию при изучении ретроспективной геологии актуалистического метода. Этот метод в отличие от принципа униформизма сыграл основополагающую роль в эволюционном подходе к изучению природных процессов.

В соответствии с общей теорией литогенеза развитие осадочных про-

200

цессов во времени и пространстве происходило и происходит под влиянием таких глобальных факторов, как а) эволюция геосфер (лито-, тектоно-, магнито-, гидро-, атмо- и биосферы); б) эволюция плутонического магматизма и вулканизма; в) изменение климата. Все эти факторы кардинально влияют в пространственно-временном аспекте на место заложения и особенности развития структур, палеогеографию, изменения вещественного состава и форм его мобилизации, а также на концентрацию биогенного вещества. Совокупное воздействие перечисленных факторов вызывает не только усиление либо ослабление роли любого из них или всех вместе, что сказывается на протекании осадочного процесса, но, что особенно важно, обуславливает периодический характер их проявления и реализацию в осадконакоплении [Вотах, 1979; Вылцан, 1978; Страхов, 1960, 1962; Хаин, 1973].

Такого рода взгляды на эволюцию осадочного процесса в истории Земли впервые были высказаны И. Вальтером в 1893 г., но они касались только эволюции биогенных пород, обусловленной периодической сменой групп организмов. Позднее, в начале нашего века, Дэли и Штендтман подтвердили эту концепцию на примере хомогенного осадконакопления. Но наибольшего развития эти идеи достигли в СССР, где были выявлены и изучены периодические изменения в ходе осадочной дифференциации [Пустовалов, 1940], железонакопления [Страхов, 1947], угленакопления [Жемчужников, 1948], карбонатонакопления [Страхов, 1960] и т.д., а также дан первый синтез представлений об эволюции осадочного процесса в целом [Страхов, 1960, 1962; Рухин, 1961; Ронов, 1972; Яншин, 1977].

Периодический характер развития осадочного процесса на Земле с очевидностью проявляется и в смене геологических эр, периодов и эпох. Это же может быть подтверждено многими другими геологическими явлениями, например периодической сменой циклов тектогенеза и их фаз; развитием в истории Земли крупнейших трансгрессий и регрессий, изменением масштабов терригенного, вулканогенного, карбонатного и биогенного осадконакопления и зависимостью последних от изменения тектонической активности, климата и т.д. (см. рисунок).

Существенное влияние на ход развития осадочного процесса и вещественный состав формирующихся осадков (пород) оказывает эволюция плутонического магматизма; в последней различается ряд стадий, которые реализовались в смене коматиит-базитовых и андезит-базальтовых формаций гранитоидными и щелочными, отражая общую тенденцию в изменении роли соответствующих типов магматических пород в продуктах их денудации.

В периоды трансгрессий, сопровождающихся растяжением земной коры и возникновением глубинных разломов, характерен мафический вулканизм, продукты денудации которого являются одним из источников осадконакопления. В периоды регрессий и сжатия земной коры происходит излияние лав существенно андезитового и липаритового составов. В этом случае материал в осадочные породы попадает в ходе извержения в форме пирокластики и при денудации лавовых образований.

Активность тектогенеза в геологической истории отражается на трансгрессиях и регрессиях, протекающих в пределах кратонных и смежных участков земной коры, что непосредственно влияет как на ход развития осадочного процесса, так и на периодический характер осадконакопления. В пределах крупных сегментов стратисферы, охватывающих площади большинства континентов, произошли значи-

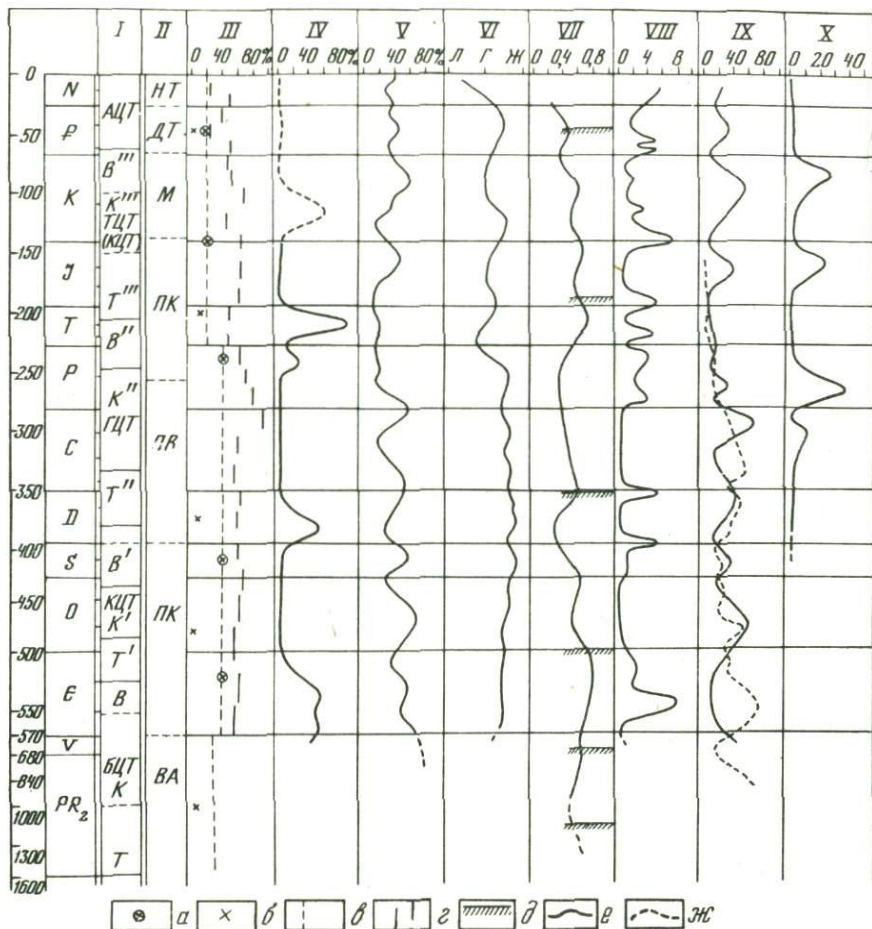


Схема эволюции и периодического изменения геологических процессов и осадко-накопления в фанерозое

I — циклы тектогенеза [Хаин, 1973]: байкальский (БЦТ), каледонский (КЦТ), герцинский (ГЦТ), киммерийский (КЦТ), тихоокеанский (ТЦТ), альпийский (АЦТ), лидирующие осадочные геоформации: Т, Т', Т'', Т''' — тектогенные (обломочные), К, К', К'', К''' — климатогенные (карбонатные, галогенные), В, В', В'', В''' — вулканогенные (кластические и лавовые); II — большие циклы, по С.Н. Бубнову [1960]: ВА — Верхнеальгонский, ПК — Предкаледонский, ПВ — Предвариссидийский, ПК — Предкиммерийский, М — Меловой, ДТ — Древнетретичный, НТ — Новотретичный; III — эпохи магматизма [Хаин, 1973]: а — гранитоидного, б — базитового, в — содержание гранитоидов (в %) по эрам для азиатской части СССР; г — фазы гранитообразования и метаморфизма [Логвиненко и др., 1976]; кривые интенсивности: IV — вулканизма, V — трансгрессий и регрессий [Казаринов, 1972], VI — климата (л — ледовый, г — гумидный, ж — жаркий) [Страхов, 1960, 1962]; VII — коэффициент относительной интенсивности корообразования: д — наиболее благоприятные эпохи формирования кор выветривания в пределах Сибири [Атлас..., 1967—1968]; кривые интенсивности: VIII — соленакопления [Жарков, 1981], IX — карбонатонакопления: е — Русская платформа, ж — Сибирская платформа, X — угленакопления на территории СССР [Жемчужников, 1948]

тельные трансгрессии в позднерифейско-вендско-нижнекембрийскую, среднеордовикскую, раннекаменноугольную и поздне меловую эпохи. Сопряженно во времени развивались перикратонные регрессии: позднекембрийская, девонская, пермская, раннемеловая и т.д. Трансгрессии сопровождался изменением климата, уменьшением скоростей колебательных движений и, следовательно, расширением фациальных зон различных режимов морского осадконакопления; распространением среди терригенных разностей мезо- и олигомиктовых пород вплоть до мономинеральных типов; слабым развитием вулканомиктовых пород.

Наоборот, при регрессиях периодически появляются грубокластогенные осадки, возрастает минералогическая пестрота обломочной составляющей, наблюдается сужение зон прибрежно-морского осадконакопления, увеличивается роль аридного литогенеза и эпох соленакопления в раннем кембрии (на границе силура и девона, в перми, триасе, раннем мелу, в конце палеогена), в росте значения вулканогенного материала в составе осадков.

Периодический ход развития осадочного процесса подтверждается чередованием эпох карбонатакопления и формированием карбонатных формаций в пределах континентов в связи с наиболее значительными трансгрессиями, эпохами тектонического выравнивания и инверсией знакопеременных движений. В фанерозое и докембрии основные эпохи карбонатакопления в Западной Европе приходились на рифей, поздний ордовик, силур, поздний девон, ранний карбон, среднюю юру и поздний мел. На Русской платформе максимумы развития карбонатных пород падали на поздний девон, ранний карбон, особенно юру и мел, поздний палеоген и ранний неоген. На Сибирской платформе и ее юго-западном обрамлении карбонатакопление приходится на поздний рифей, ранний кембрий, средний—поздний ордовик, силур, средний и поздний карбон, девон. Изменение масштабов карбонатакопления во времени, так же как и в пространстве, связано с глобальными флуктуациями тектонического режима, климата, эволюцией биосферы и палеогеографических условий.

Особенности эволюции осадочного процесса в истории Земли наиболее ярко проявились в фанерозое в связи с периодическим развитием эпох угле- и железнакопления, нефте- и газообразования, формированием кор выветривания и т.д., определяющих вещественную индивидуальность геологических формаций. Если отдельные типы формаций материализуются в процессе осадконакопления под влиянием лидирующей роли палеогеографических или климатических условий, то геологические ряды формаций, их комплексы контролируются эволюцией тектоносферы, развитием главных типов структур Земли.

Таким образом, вышеизложенное позволяет сделать два основных вывода. Во-первых, осадочный процесс в геологической истории имеет отчетливую тенденцию направленного непрерывно-прерывистого развития и изменения; во-вторых, носит явно периодический характер, что отражено в стратисфере Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Всесоюз. Аэрогеол. трест Мингео СССР, 1967—1968. Т. 1—4.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
- Вотав О.А. Структурные элементы Земли. М.: Наука. 216 с.
- Вылцан И.А. Флишoidные формации. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. 206 с.
- Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения соле-

- ности вод мирового океана в фанерозое. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 110—121.
- Жемчужников Ю.А.* Общая геология ископаемых углей. М.; 1948. 491 с.
- Казаринов В.П.* Осадочные серии как одна из основ межрегиональных корреляционных разрезов. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции. Новосибирск: Наука, 1972, с. 4—8.
- Логвиненко Н.В., Айнемер А.И., Ритенберг М.И.* и др. Периодические процессы в геологии. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1940, ч. 1, с. 248—297; ч. 2, с. 251—349.
- Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 770 с.
- Страхов Н.М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М., 1947. 250 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; вып. 73. Сер. геол., № 22).
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с., 1960, т. 2, 574 с.; 1962, т. 3, 550 с.
- Хайн В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
- Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П.* Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. — Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 90—97.

УДК 550.43 : 550.46 : 577.46

Н.Н. Верзилин, Н.С. Окнова

ИЗМЕНЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА НА ЛИТОГЕНЕЗ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ БИОСФЕРЫ

В последние годы все большее признание получает представление о том, что в пределах биосферы все геохимические процессы протекают под воздействием организмов или продуктов их жизнедеятельности. Более того, имеется основание полагать, что в современных природных условиях окислительно-восстановительный потенциал и концентрация водородных ионов определяются главным образом реакциями фотосинтеза, дыхания и окисления—восстановления в системах с железом и серой, т.е. в конечном счете воздействием органического мира [Баас-Беккинг и др., 1963]. Не случайно существуют мнения об образовании кор выветривания лишь в результате процессов почвообразования [Петров, 1967] и невозможности возникновения кор выветривания даже в эмбриональном виде без растительного покрова [Бгатов, 1972].

Можно полностью согласиться с изложением А.И. Перельманом [1979] закона Вернадского: "Миграция химических элементов в биосфере осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же протекает в среде, геохимические особенности которой (O_2 , CO_2 , H_2S и т.д.) обусловлены живым веществом ..." [с. 215]. Естественно, живое вещество оказывает огромное воздействие на процессы литогенеза на всех его стадиях. Поскольку же круговорот собственно органического вещества (ОВ) теснейшим образом связан с круговоротами всех главных элементов земной коры и является как бы костяком и энергетической основой большого геологического круговорота веществ, существуют представления о первостепенном значении живого вещества в образовании земной коры [Верзилин, 1977; Сидоренко и др., 1980].

В настоящее время вряд ли может вызывать сомнение эволюция биосферы вообще, хотя относительно ее характера и существуют весьма противоречивые мнения, что прежде всего находит свое отражение в оценке сопряженного с ней изменения состава атмосферы [Беркнер, Маршалл, 1966; Казанский, 1976; Неручев, 1977; Посохов, 1981; Ранняя . . . , 1980; Руттен, 1973]. Естественно, что совместно с эволюцией биосферы должны были изменяться и физико-географические условия осадконакопления, и воздействие живого вещества на литогенез. Основные этапы эволюции биосферы и связанные с ней изменения геохимических обстановок литогенеза уже были рассмотрены нами ранее [Верзилин, 1979, 1980], поэтому здесь мы остановимся на проблеме изменения общего воздействия живого вещества на литогенез в связи с эволюцией биосферы.

Можно предполагать, что основными рубежами развития биосферы, определяющими многие ее особенности, были появление фотосинтезирующих организмов (и свободного кислорода в гидросфере), переход восстановительной атмосферы в окислительную, устойчивое возникновение озонового слоя у поверхности Земли и на удалении от ее поверхности. Все коренные изменения были обусловлены развитием биосферы и в то же время определяли многие особенности ее вплоть до размеров и структуры. Естественно, они не могли не приводить к существенным изменениям воздействия живого вещества на литогенез.

В предлагаемой таблице мы попытались отразить основные изменения в биосфере в процессе ее эволюции и сопряженные с ними изменения в особенностях воздействия живого и захороняющегося ОВ на литогенез. В тексте дается лишь небольшое пояснение к этой таблице.

На основании имеющихся глобальных геохимических данных [Ронов, 1976; Ронов, Ярошевский, 1976] были выполнены расчеты эволюции содержания свободного кислорода в атмосфере Земли [Верзилин, 1980]. Они показали, что в фанерозое баланс свободного кислорода в атмосфере в определенные этапы геологической истории был отрицательным. Поскольку положительная статья баланса свободного кислорода определяется количеством захороняющегося в осадках и породах ОВ, на ранних этапах развития биосферы это количество суммарно в единицу времени должно было быть больше в докембрии, чем в фанерозое, так как иначе восстановительная атмосфера вряд ли превратилась бы в окислительную. Это обуславливалось прежде всего тем, что, пока не было окислительной атмосферы, при диагенезе сохранялось больше ОВ, поскольку оно в меньшей мере расходовалось на восстановление окисленных на поверхности Земли соединений. Соответственно воздействие захороняющегося в осадочных породах ОВ на процессы катагенеза и особенно метаморфизма было значительно больше. Поэтому можно предполагать, что накопления в этом веществе энергия химических связей в значительной мере способствовала широкому развитию процессов метаморфизма.

С образованием кислородной атмосферы все большая часть ОВ в донных осадках стала расходоваться на восстановление в них окисленных соединений и все меньшая его часть могла участвовать в катагенетических и метаморфических процессах. После образования растительного покрова на суше воздействие живого вещества наиболее интенсивно стало проявляться при мобилизации осадочного материала и слабее на других стадиях литогенеза.

Принципиальная схема изменения воздействия живого вещества на литогенез в связи с эволюцией биосферы (в млрд. лет)

| Основные рубежи эволюции биосферы и ее типы | Возникновение фотосинтезирующих организмов, 4—3,5 | Возникновение кислородной атмосферы, 2,2—2 | Устойчивое возникновение озонового слоя у поверхности Земли, 0,57 | Возникновение озонового слоя на удалении от поверхности Земли, 0,49 |
|--|---|---|---|--|
| | Эмбриональная восстановительная | Эмбриональная окислительная | Юная | Зрелая |
| Распространенность биосферы | Водная масса водоемов глубже 10 м | Водная масса водоемов глубже 10 м | Весь объем водоемов | Как современной |
| Атмосфера | Восстановительная | Окислительная | Окислительная | Окислительная |
| Среда в водоемах | Восстановительная, на дне в зоне фотосинтеза с "пятнами" окислительной; в основном кислая | Окислительная, на дне глубже 10 м восстановительная и окислительная; в основном щелочная | Окислительная, на дне окислительная и восстановительная; в основном щелочная | Окислительная, на дне окислительная и восстановительная; в основном щелочная |
| Среда на суше | Восстановительная; кислая | Окислительная; щелочная | Окислительная; щелочная | Окислительная, реже восстановительная; кислая, реже щелочная |
| Основной фактор, лимитирующий продукцию живого вещества | Солнечная энергия или элементы минерального питания | Солнечная энергия | Элементы минерального питания, реже солнечная энергия | Элементы минерального питания |
| Образование продукции живого вещества | Большее, чем в современных океанах; интенсивное в мелководных (но глубже 10 м) | В целом большее, чем в предыдущий этап; остальные особенности те же, что раньше | В целом большее, чем в предыдущий этап; наиболее интенсивное в приповерхностной зоне | В целом меньшее, чем в предшествующие этапы; наиболее интенсивное на суше; очень изменчи- |
| | участках водоемов, с резкими колебаниями в пространстве и времени из-за изменения глубин | | водоемов; относительно устойчивое в пространстве, но очень изменчивое во времени | вое в пространства и меньше во времени |
| Основные зоны воздействия живого вещества на литогенез | Дно водоемов глубже 10 м (и ниже зоны фотосинтеза, так как участвовало и хемогенное ОВ) | Дно водоемов глубже 10 м, но обычно не глубже зоны фотосинтеза | Все дно водоемов, но интенсивное лишь в пределах зоны фотосинтеза | Вся поверхность суши и дна водоемов, но интенсивное в гумидных зонах суши и прибрежных зонах водоемов |
| Особенности захоронения ОВ | В целом очень интенсивное; на глубинах больше 10 м почти повсеместное; очень неравномерное во времени | Менее интенсивное и на меньшей площади, чем в предыдущий этап, но еще более изменчивое во времени | В целом менее интенсивное, более неравномерное по площади, стабильнее во времени, чем в предыдущий этап | В целом обычно более интенсивное и более неравномерное по площади и во времени, чем в предыдущий этап |
| Особенности воздействия живого и захороняющегося ОВ на осадки и породы | Очень слабое на осадки (только на отлагавшиеся в водоемах глубже 10 м) и очень сильное при катагенезе и особенно при метаморфизме | Более сильное и неравномерное на осадки (только в водоемах глубже 10 м) и более слабое при катагенезе и особенно при метаморфизме | Повсеместное на дне водоемов, но очень неравномерное; в целом более сильное на осадки и меньшее при катагенезе и особенно метаморфизме, чем в предыдущий этап | Повсеместное на суше и на дне водоемов, но крайне неравномерное; очень интенсивное при мобилизации осадочного материала и ослабленное на других стадиях литогенеза |

ЛИТЕРАТУРА

- Баас-Беккинг Л.Г.М., Каплан И.Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Иностр. лит., 1963, с. 11—84.
- Бгатов В.И. Кора выветривания и бокситы. — В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 6—34.
- Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция. — Земля и вселенная, 1966, № 4, с. 32—39.
- Верзилин Н.Н. Роль живого вещества в образовании земной коры. — Вестн. ЛГУ, 1977, № 24, с. 6—13.
- Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 247 с.
- Верзилин Н.Н. Проблема изменения содержания свободного кислорода в атмосфере Земли в фанерозое. — Вестн. ЛГУ, 1980, № 24, с. 12—20.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Неручев С.Г. Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 9—22.
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. школа, 1979. 423 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Посохов Е.В. Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 286 с.
- Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
- Руттен М. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 411 с.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. О биологической природе процесса созидания и развития сызля земной коры. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, 26 сессия. Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 5—11. 1980, с. 5—11.

УДК 531.35 + 551.42

Ю.К. Бурлин, В.Е. Архипов, Е.П. Свистунов УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Северо-западный сегмент Тихоокеанского тектонического пояса, как и весь пояс в целом, отличается высоким динамизмом тектогенеза. Это предопределило резкую контрастность условий осадконакопления в бассейнах седиментации, формирование которых было тесно связано с развитием вулканических островных дуг. Наиболее интересна с позиций нефтегазоносности группа бассейнов, приуроченных к тылодуговым прогибам. Эти бассейны как правило имеют гетерогенное строение и сложную историю формирования [Бурлин, 1981].

Осадочные бассейны тыловой (приматериковой) части сегмента — Охотско-Камчатский и Сахалино-Хоккайдский — образовались в конце юры или в мелу. Они заложались, по-видимому, на коре субокеанического типа, а в ряде случаев — на реликтах более ранней складчатости и древних массивов. На кайнозойском этапе развития такого типа бассейны представляли тылодуговые прогибы Камчатской и Сахалинско-Хоккайдской островодужных систем. В это время была характерна миграция зон максимального прогибания в направлении от островных дуг, а также вдоль них в юго-западном направлении.

Олюторско-Командорский и Хатырско-Алеутский бассейны сформировались преимущественно в течение кайнозоя. В их основании залегает реликт океанической плиты. Области основного осадконакопления в бас-

сейнах смещались во времени от внутренних (приконтинентальных) районов к внешним, что объясняется преобразованием бассейнов из внешне-дуговых прогибов-желобов более древних островодужных систем в тыло-дуговые, относящиеся к новообразованной Алеутской дуге. Нижняя часть осадочного чехла бассейнов накапливалась в эпоху существования внешне-дуговых прогибов, средняя — во время образования Алеутского тылового прогиба как единого структурного элемента, когда Алеутская дуга начинает играть ярко выраженную роль барьера для осадков, сносимых с континента. Верхняя часть осадочного чехла формируется на этапе активизации орогенных процессов как в пределах молодой островной дуги, так и обрамляющих бассейны фрагментов мезозой-кайнозойских островодужных систем. На этом этапе происходит полное заполнение ранее геоморфологически выраженных желобов, что приводит к широкому разносу терригенного материала в пределы всей глубоководной части бассейнов. Область максимального осадконакопления начинает тяготеть к районам, непосредственно примыкающим к Алеутской островной дуге.

Отмеченные особенности развития тылодуговых прогибов предопределили наряду с другими факторами (литотипы источников осадочного материала, климат, геохимическая обстановка осадконакопления и т.д.) вещественный состав и закономерности изменения по латерали и вертикали осадочного чехла бассейнов. В качестве примера можно рассмотреть историю формирования осадочных толщ прикамчатских осадочных бассейнов — Охотско-Камчатского и Олюторско-Командорского. Кайнозойское осадконакопление происходило в них в ходе развития Камчатской островодужной системы, которая характеризовалась всеми присущими дуге структурно-геоморфологическими зонами — вулканическим и краевым поднятиями, тылодуговым и внутридуговым прогибами, континентальным склоном и глубоководным желобом, сопрягающимся с субабиссалью.

Олюторско-Командорский бассейн на начальной стадии своего развития занимал в этой системе краевое приокеаническое положение и представлял собой узкий прогиб-желоб, где происходило накопление кремнисто-терригенной и туфово-терригенной флишоидной толщ. Кремнисто-терригенная толща сложена преимущественно глинистыми алевритами и алевритистыми аргиллитами с пластами песчаников, кремнистых аргиллитов и зонных кремнистых сланцев, туфово-терригенная флишоидная представлена песчаниками и глинистыми алевритами с пластами туфов основного состава преимущественно псаммитовой размерности и спилитов. Песчано-алевролитовые породы хорошо сортированы, грауваккового состава. Обломочная часть пород слабо и средне окатана, цемент глинистый и кремнисто-глинистый. Глинистые породы, как правило, содержат равномерную примесь песчаного (3%) и алевритового (15%) материала. Мощность этих латерально сопрягающихся толщ достигает максимальной величины более 2 км в северном замыкании желоба.

На камчатском континентальном склоне, который в это время непосредственно примыкал к центральному вулканическому поднятию, накапливалась вулканогенно-осадочная толща, перекрывшая частично аналогичные по составу верхнемеловые отложения, частично — образования океанической стадии развития района. Флишоидно-олистостромовая макроструктура толщ указывает на то, что она формировалась вблизи осложняющих склон уступов, которые возникли вследствие развития надвиговых структур: Карагинского и Оссорского глубинных разломов. На протяжении всего палеогена эти уступы были выражены в рельефе и служили границами раздела различных по условиям осадконакопления структурно-

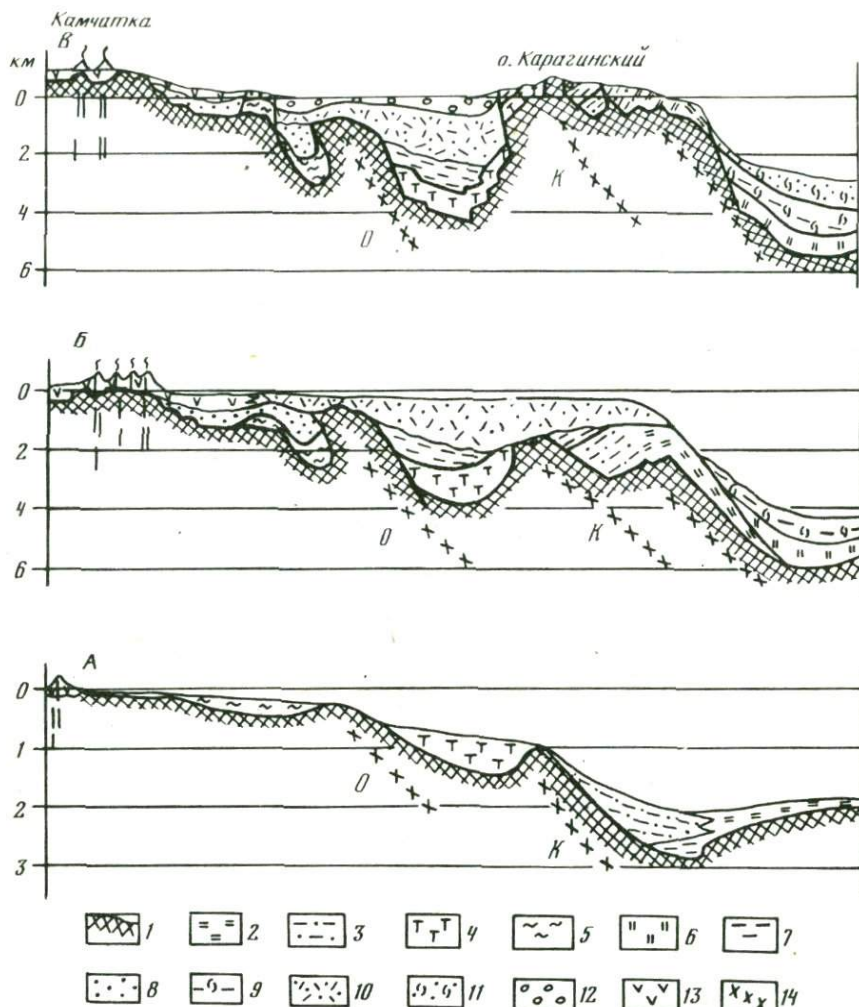


Рис. 1. Палеогеологические профили западного борта Олюторско-Командорского бассейна

А — к началу олигоценовой эпохи; Б — к концу миоценовой эпохи; В — к началу четвертичного периода; 1 — нерасчлененные образования океанической стадии развития и вулканогенно-терригенные отложения верхнего мела—палеогена; палеогеновые отложения: 2 — кремнисто-терригенные, 3 — туфово-терригенные флишоидные, 4 — туфово-терригенные, 5 — терригенно-туфовые; олигоцен-миоценовые отложения: 6 — кремнисто-терригенные, 7 — терригенные флишоидные, 8 — терригенные, 9 — диатомитово-терригенные, 10 — туффитово-кремнисто-терригенные; верхнемиоцен-плиоценовые отложения: 11 — диатомитово-терригенные флишоидные, 12 — диатомитово-туффитово-терригенные, 13 — вулканогенные андезито-базальтовые; 14 — глубинные разломы: О — Оссорский, К — Карагинский

геоморфологических зон (рис. 1, А). В палеоцен-эоценовое время в зоне между разломами вулканогенно-осадочные образования постепенно сменяются отложениями туфово-терригенной толщи: чередованием алевролитов, песчаников, туфов с прослоями лав основного состава. Песчано-алевролитовые породы однородные, слоистые, обломки пород хорошо сортированные, слабо окатанные. Цемент пород глинистый, реже карбонатный. Аргиллиты толщи сложены однородным кремнисто-глинистым агрегатом с небольшой (до 5 %) алевритовой примесью.

В олигоценовую эпоху структурно-геоморфологические условия осадконакопления в Олюторско-Командорском бассейне довольно значительно меняются (рис. 1, Б), что связано с усложнением структурного плана самой Камчатской островодужной системы и с зарождением к югу от рассматриваемого района молодой Алеутской островной дуги. Вследствие возникновения новых надвиговых структур к востоку от Карагинского разлома западный борт желоба был приподнят и вошел в зону новообразованного континентального склона. Погружение поверхности осадконакопления между центральным вулканическим поднятием и зоной Карагинских надвигов, которая приобретает черты краевого поднятия, приводит к возникновению внутридугового прогиба. В наиболее приподнятых участках краевого поднятия существовали условия либо подводной денудации, либо локального накопления мелководных карбонатных органогенных отложений (биостром?). В прогибе, а также в системе грабенов на континентальном склоне происходило образование ритмичной, преимущественно алевролитово-глинистой толщи, песчаником питания которой были как меловые породы, так и палеогеновые отложения, слагавшие ранее осадочный чехол глубоководного желоба. По сравнению с более древними породами она имеет более тонкообломочную структуру. Можно предположить, что в пределах самого желоба в это время формировались аналогичные, но более кремнистые отложения. В то же время резкое усиление привноса обломочно-туфогенного материала в отдельные участки желоба привело к образованию локально развитых, но мощных туфово-терригенно-кремнистых ритмичнослоистых осадочных тел — конусов выноса, или фэнов. Примером такого фэна могут служить отложения баклановской свиты, локально распространенной на восточном борту современной антиклинарной структуры Камчатского мыса. Можно предположить, что и в северном замыкании желоба в олигоценовую эпоху происходило образование осадочных тел аналогичного генезиса.

В дальнейшем, в миоценовую эпоху, в зонах внутридугового прогиба и краевого поднятия устанавливаются условия осадконакопления, характерные для подвижного шельфа. Здесь формируется туффитово-кремнисто-терригенная толща, основной объем которой слагают аргиллитоподобные, туфоалевролиты, содержащие прослои песчаников, туфопесчаников, аргиллитов и кремнистых аргиллитов. Туфоалевролиты содержат до 50% обломочного материала грауваккового состава. Основная масса представлена глинистым материалом и полурастворенными остатками диатомовых водорослей. К началу миоцена Алеутская островная дуга обособила субокеаническую равнину Командорской котловины и стала представлять собой барьер для осадочного материала, выносимого с северо-запада. Скорость осадконакопления в котловине возрастает до 60–70 м/млн. лет [Stewart, 1977], и здесь формируется преимущественно глинисто-кремнистая толща с редкими песчаными прослоями турбидитного генезиса.

С конца миоцена (рис. 1, В) формируются современные очертания Олюторско-Командорского бассейна как тылодугового прогиба Алеутской островодужной системы. Дальнейшее воздымание Алеутской островной

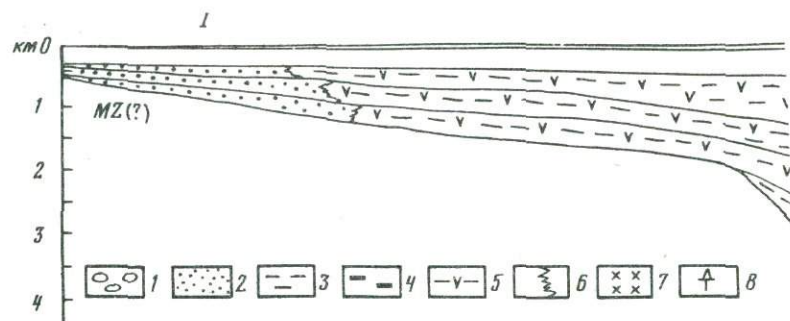
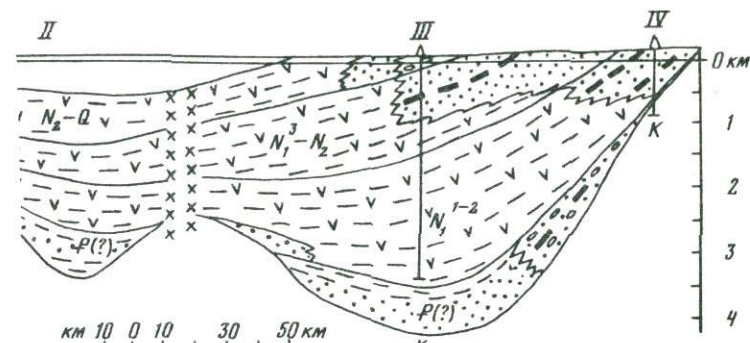


Рис. 2. Геологический разрез через Западную Камчатку
 I — Центрально-Охотский свод; II — впадина ТИНРО; III — Дорожная скв. ГП-1;
 IV — Крутогоровское каменноугольное месторождение
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, глины; 4 — угли, лигниты;

дуги и краевого поднятия Камчатской системы приводит к усилению притока терригенного материала в бассейн. Зоны основного осадконакопления концентрируются вдоль континентального склона и северного склона Алеутской дуги. Здесь, как и в олигоценовую эпоху, вновь начинает происходить формирование фэнов. В частности, батиметрические и сейсмические данные позволяют предположить наличие плиоценовых конусов выноса в районах заливов Озерный и Олюторский. К концу миоцена также произошло практически полное замыкание структуры глубоководного желоба вдоль Камчатки, что привело к широкому разнесу терригенного материала в пределы Командорской котловины. Скорость осадконакопления в ней резко возросла до 250–300 м/млн. лет за счет увеличения доли песчаных турбидитных прослоев. Формируется осадочная толща, представ-

Соотношение типов пород (в %) от мощности в строении кайнозойских отложений Камчатского тылового прогиба (Тигильский район)

| Серия | Индекс свиты | Общая мощность, м | Конгломераты, гравелисты | Песчаники, туффопесчаники | Алевролиты, туфоалевролиты |
|--------------|--------------------------------|-------------------|--------------------------|---------------------------|----------------------------|
| Ковранская | N ₂ er | 150–250 | — | 48 | 5 |
| | N ₂ et | 300–500 | 2 | 94 | 2 |
| | N ₂ kk | 700 | — | — | 28 |
| | N ₁ ³ il | 200–300 | 9 | 52 | 14 |
| Воямпольская | N ₁ kl | 300–600 | — | 60–78 | 1–14 |
| | N ₁ vv | 290–375 | — | 7–8 | 2 |
| | N ₁ ut | 250–400 | 1,7 | 1–5 | + |
| | N ₁ gk | 400–800 | 1,1 | 1–2 | + |
| | N ₁ am | 540 | — | — | + |
| Ковачинская | P ₃ kv | 700–1500 | — | 5–10 | 5–10 |
| Тигильская | P ₂₋₃ sn | 1000–1500 | 1–5 | — | 65–70 |
| | P ₂ np | 1500–1800 | 1–5 | — | 60–70 |
| | P ₁ hl | 60–400 | 70–75 | — | 25–30 |



5 — терригенно-туфитово-кремнистые отложения; 6 — линии фациального замещения; 7 — зоны потери корреляции; 8 — скважины; возраст отложений: N₂-Q — плиоцен-четвертичный, N₁³-N₂ — позднемиоцен-плиоценовый, N₁¹⁻² — ранне-среднемиоценовый, P — палеогеновый, K — меловой, MZ — предположительно мезозойский

ленная диатомитовыми, слабоуплотненными илами и песчаными турбидитами грауваккового состава. Источником терригенного материала были палеогеновые кремнистые породы и более молодые миоценовые отложения, переносимые мутьевыми потоками из пределов Камчатского краевого поднятия, которое в плиоцене представляла собой область преимущественной денудации.

Об истории развития осадконакопления в пределах Охотско-Камчатского бассейна на его ранних этапах развития судить достаточно трудно. Можно лишь предполагать, что он развивался так же, как Олюторско-Командорский, в кайнозойскую эру. Имеющийся к настоящему времени фактический материал позволяет с определенной долей уверенности говорить о существовании здесь уже в позднем мелу тылового прогиба, являвшегося

| | Глинистые породы | Туфоогенно-кремнистые породы | Угли, лигниты | Туфы | Карбонаты |
|--|------------------|------------------------------|---------------|------|-----------|
| | 13 | 2 | 5 | 27 | + |
| | 2 | — | — | — | + |
| | 27 | 37 | — | 7 | + |
| | 13 | — | — | 12 | + |
| | 1,5 | 8–35 | — | 1 | 1 |
| | 1–2 | 77–95 | — | 5 | 1–3 |
| | 25–37 | 46–92 | — | 1–4 | 1–5 |
| | 1 | 91–95 | — | 3 | 1,2 |
| | 3–36 | 62–93 | — | 1,5 | 1,8 |
| | 75–80 | 10–15 | — | + | + |
| | 25–30 | — | — | — | + |
| | 30 | — | 5–6 | — | + |
| | — | — | + | — | — |

оужным продолжением Пенжинской зоны растяжения. В его пределах шло накопление верхнемеловых терригенных отложений мощностью не менее 2—2,5 км. В течение кайнозойской эры для бассейна была характерна устойчивая тенденция смещения оси прогибания от дуги в сторону континента, причем это смещение носило прерывисто-непрерывный характер (рис. 2). Эпохи постепенного смещения оси прогибания сменялись инверсионными процессами в зонах, непосредственно прилегающих к дуге, и новообразованием впадин по периферии. Такой характер развития обусловил закономерное изменение состава и строения осадочных толщ как по вертикали, так и по латерали. В направлении от Камчатской островной дуги происходит постепенная смена грубообломочных и угленосных отложений на терригенно-туфогенные, терригенно-туфогенно-кремнистые. Примесь туфогенного материала убывает к западу; увеличивается относительная роль биогенной кремнистой составляющей. Для разрезов, примыкающих к дуге, характерна четко выраженная цикличность макро- и микростроения толщ. Разрезы, расположенные мористей, отличаются монотонным строением.

По вертикали также прослеживается четкая закономерность в изменении характера разреза (см. табл.). В строении нижних горизонтов основная роль принадлежит грубообломочным породам: конгломератам, гравелитам, песчаникам. Выше по разрезу начинают преобладать (до 75%) песчаные породы. Данные породы относятся к собственно грауваккам, иногда к аркозовым грауваккам. В олигоцене начинают преобладать фации открытого моря — основная роль в разрезе принадлежит глинистым отложениям. Конец олигоценовой эпохи ознаменовался изменением условий осадконакопления в пределах Камчатского тылодугового прогиба. Это было связано с воздыманием центрального вулканического поднятия и интенсификацией в его пределах вулканической деятельности. В бассейне седиментации поступает огромное количество пирокластического материала. В течение миоцена формируется мощная толща, представленная разнообразными туфами, туффитами, туффитово-кремнистыми породами. Последним принадлежит основная роль в строении толщи. В конце миоцена происходит инверсия восточного борта прогиба. Возникает Тигильское поднятие, причленившееся к вулканической дуге. Ось прогибания смещается далее к западу. На востоке бассейна вновь возрастает роль грубообломочных пород, тогда как в центральной его части вплоть до настоящего времени накапливаются преимущественно тонкообломочные терригенно-кремнистые отложения.

Таким образом, рассмотрение особенностей распределения мощностей отдельных толщ в пределах осадочных бассейнов совместно с реконструкцией структурно-геоморфологических условий формирования этих толщ позволяет выявить закономерности изменения по латерали и во времени определенных литотипов отложений, присущих тому или иному этапу развития бассейна. На примере Олюторско-Командорского бассейна нами показана закономерная смена преимущественно эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных и туфово-терригенных толщ преимущественно миогеосинклинальными диатомитово-терригенными турбидитными в ходе преобразования этого бассейна из приокеанического, примыкавшего к Камчатской системе, в тылодуговой, относящийся уже к более молодой Алеутской. Развитие Охотско-Камчатского бассейна в кайнозое — пример унаследованного развития тылодугового прогиба на зрелом этапе его существования. Этому этапу соответствует формирование осадочных толщ преимущественно миогеосинклинального типа. В ходе их образования наблюдается закономерная смена грубообломочных, зачастую континен-

тальных отложений на более тонкообломочные морские шельфовые в направлении от островной дуги. Вверх по разрезу также отмечается смена преимущественно терригенных отложений кремнисто-терригенными. Кремненакопление продолжается и в настоящее время в недокомпенсированной впадине ТИПРО, которая рассматривается нами как современная миогеосинклиналь — реликт тылодугового прогиба Камчатской островодужной системы.

Проведение типизации осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса по особенностям их развития поможет, на наш взгляд, при проведении литолого-фациальной интерпретации геолого-геофизических слоев, прослеживаемых в осадочном чехле бассейнов сейсмическими исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурлин Ю.К.* Нефтеобразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1981.
- Stewart R.J.* Neogene Turbidite sedimentation in Komandorskiy Basin, Western Bering Sea. — Bull. AAPG, vol. 61, N 2, 1977.

УДК 552.51 (571.6)

П.В. Маркевич, О.В. Чудаев

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И КАМЧАТКИ — ДВА ПУТИ РАЗВИТИЯ

Терригенные комплексы, главным образом флишевые и частично молассовые, расположенные над офиолитовой формацией, т.е. занимающие одинаковое положение в Главном синклинии Сихотэ-Алиня и на Ильпинском и Кроноцком полуостровах Восточно-Камчатского синклиниория, существенно различаются по вещественному составу и условиям формирования.

На Сихотэ-Алине эти комплексы, в том числе и мощная, около 5 тыс. м флишевая формация, имеют возраст от берриаса до альба. Песчано-алевритовые породы в них представлены в основном аркозами, состоящими из породообразующих компонентом, которые образовались за счет переработки зрелой континентальной гранитно-осадочно-метаморфической коры (рис. 1). Минералы тяжелой фракции относятся к группе устойчивых. Это главным образом циркон, рутил, анатаз, эпидот, турмалин и гранат (рис. 2).

На Камчатке формационные аналоги этих комплексов мощностью около 10 тыс. м имеют возраст от позднего мела до позднего миоцена. Для них характерны почти исключительно вулканомиктовые породы — граувакки — продукты разрушения преимущественно андезитовых вулканических островодужных построек и содержащие вулканический материал, синхронный осадконакоплению. Тяжелая фракция песчано-алевритовых пород характеризуется довольно разнообразным комплексом фемических малоустойчивых минералов, среди которых преобладают моноклинный, реже ромбический пироксен, а на Кроноцком полуострове, кроме того — магнетит.

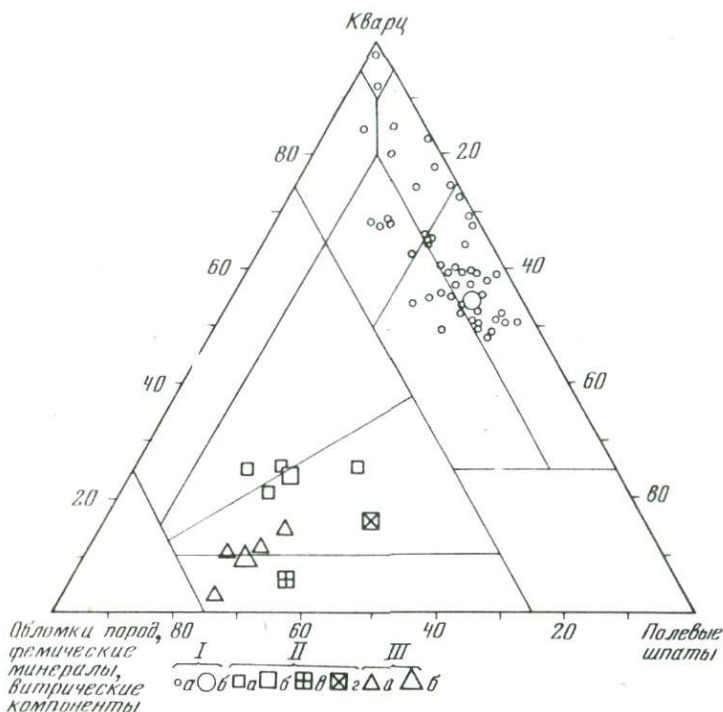


Рис. 1. Породообразующие компоненты песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алиня и Камчатки (диаграмма составлена по методике В.Д. Шутова [1967])

I — Сихотэ-Алинь; II — п-ов Кроноцкий; III — п-ов Ильпинский; а — отдельные образцы; б — среднее значение для данной группы, в — то же, по Б.В. Ермакову и О.П. Супруненко [1975], з — то же, по М.В. Беловой и др. [Геологическое строение... , 1961]

Глинистые минералы песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алиня — гидрo-слюда, хлорит, в меньшем количестве каолинит, на Камчатке — минералы группы монтмориллонита-хлорита — продукты преобразования вулканического материала среднего и основного состава.

Резкие различия минерального состава пород терригенных формаций двух регионов подтверждаются и абсолютными содержаниями главнейших

| Район | Магнетит | Хромит | Рутыл | Анатаз | Ильменит | Гранат | Циркон |
|-----------------|----------|--------|-------|--------|----------|--------|--------|
| Кроноцкий п-ов | | | ● | ○ | | | |
| Ильпинский п-ов | | | ○ | — | | ○ | |
| Сихотэ-Алинь | ○ | | | ● | | | |

1
 2
 3
 4

Рис. 2. Средние минеральные составы тяжелой фракции песчано-алевритовых пород

1 — > 1% (в масштабе); 2 — 0,5–1%; 3 — ≤ 0,5%; 4 — не встречаются

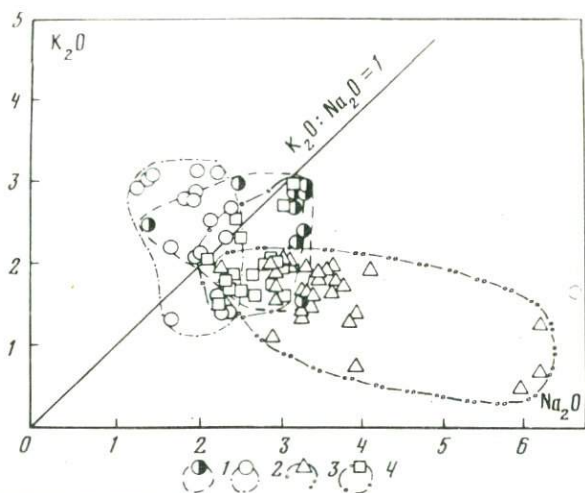


Рис. 3. Диаграмма K_2O/Na_2O

1, 2 — западная и восточная части Главного синклинария Сихотэ-Алиня; 3 — Ильпинский п-ов; 4 — Кроноцкий п-ов

окислов, а также некоторыми петрохимическими коэффициентами (рис. 3, 4, табл.): K_2O/Na_2O , SiO_2/Al_2O_3 , $Fe_2O_3 + FeO + MgO/Al_2O_3$, Al_2O_3/Na_2O и MgO/CaO , которые свидетельствуют не только о различном составе питающих провинций, но также о глубокой химической переработке источников сноса аркозового материала и несущественной — грауваккового. Кроме того, аркозы — индикаторы пассивного, а граувакки — активного тектонического режима в соответствующих областях питания.

Рассматриваемые комплексы различаются также по концентрации и характеру распределения в них малых элементов (рис. 5), создающих определенный геохимический фон, значение которого для понимания специфики осадочного рудонакопления общеизвестно и особенно подчеркивалось Н.М. Страховым [1962]. Этот фон не менее важно учитывать при рассмотрении вопросов, касающихся источников вещества для образования эндогенных месторождений.

По отношению к средним значениям [Turekian, Wedepohl, 1961] песчаники Сихотэ-Алиня выделяются повышенными значениями всех элементов (рис. 5). Почти такая же картина характерна для песчаников Камчатки.



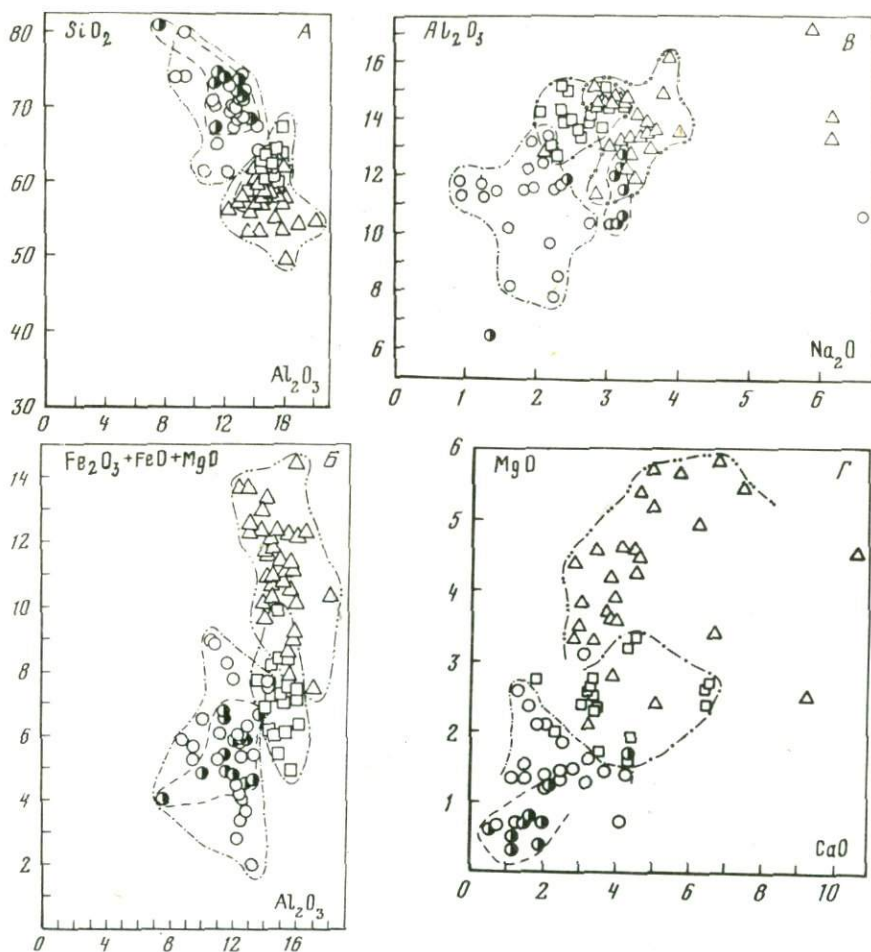


Рис. 4. Диаграммы: А – SiO_2 / Al_2O_3 , Б – $Fe_2O_3 + FeO + MgO / Al_2O_3$, Б' – Al_2O_3 / Na_2O , Г – MgO / CaO

Условные обозначения см. на рис. 3

| Тип породы | Район | Sn | Pb | Zn | Cu | Ni | Co |
|----------------------|-----------------|------------------|----|-------|------------------|----|-----|
| Алевритово-глинистые | Камчатский п-ов | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Ильинский п-ов | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Сихотэ-Алинь | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Кларк | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ |
| Песчано-пелиты | Камчатский п-ов | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Ильинский п-ов | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Сихотэ-Алинь | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| | Кларк | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ | ▨ |
| | | $\times 10^{-5}$ | | | $\times 10^{-4}$ | 2 | 0,3 |
| | | 2 4 8 10 | 40 | 40 80 | 40 80 | 40 | 20 |

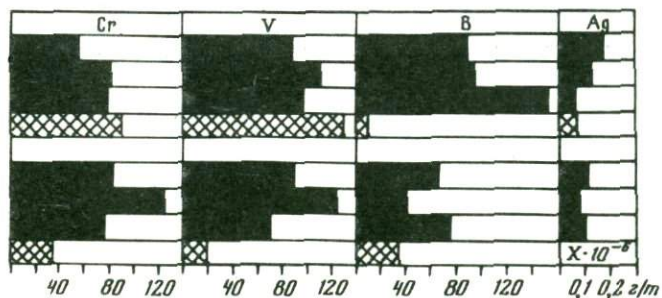
Рис. 5. Средние содержания малых элементов в песчано-алевритовых и глинистых породах Сихотэ-Алиня и Камчатки

**Химический состав (в %) песчаников
(главные окислы и некоторые их соотношения)**

| Район | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|-----------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| Сихотэ-Алинь | 70,44 | 0,42 | 11,80 | 1,01 | 3,26 | 0,15 |
| Ильпинский полуостров | 57,59 | 0,73 | 14,57 | 3,21 | 4,05 | 0,12 |
| Кроноцкий полуостров | 62,49 | 0,65 | 15,67 | 3,04 | 1,32 | 0,08 |

| Район | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|-----------------------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| Сихотэ-Алинь | 1,50 | 2,06 | 2,36 | 2,50 | 0,10 | 4,48 | 100,09 |
| Ильпинский полуостров | 4,03 | 4,56 | 3,68 | 1,61 | | 5,86 | 100,00 |
| Кроноцкий полуостров | 2,34 | 4,13 | 2,67 | 2,04 | | 5,79 | 100,22 |

| Район | K ₂ O/Na ₂ O | SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ /Na ₂ O | Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO/Al ₂ O ₃ | MgO/CaO |
|-----------------------|------------------------------------|--|---|--|---------|
| Сихотэ-Алинь | 1,05 | 5,97 | 4,98 | 0,49 | 0,73 |
| Ильпинский полуостров | 0,44 | 3,96 | 3,96 | 0,78 | 0,87 |
| Кроноцкий полуостров | 0,76 | 4,10 | 5,86 | 0,42 | 0,56 |



Глинистые породы Сихотэ-Алиня обогащены Pb — 1,5, особенно В — 13,8, в небольшой степени Zn — 1,1 и Cu — 1,1. На Камчатке весьма характерен В, а кроме того, Cu и Ag. Повышенные концентрации Sn, Pb, Zn и В в сихотэ-алинских породах, а Cu, Ni, Co, Cr и V в камчатских в целом согласуются с общей металлогенической специализацией этих регионов [Билибин, 1950; Радкевич, 1972, 1977; Ицксон, 1979].

Таким образом, в рассмотренных двух регионах Востока Азии осадочно-вулканогенные формации одного и того же этапа развития имеют различный возраст и контрастный вещественный состав — сиалический и фемический, который отражает принципиальные различия в характере их геологической истории и эволюции литогенеза. Сихотэ-алинская геосинклиналь заложилась, вероятно, на сиалическом фундаменте, бассейн осадконакопления (возможно, рифтовой природы) соседствовал с источниками сноса, сложенными корой континентального типа. Восточно-Камчатская геосинклиналь развивалась на океаническом основании, в ней ярко проявилась островодужная стадия, наложившая отпечаток на процессы осадконакопления и определившая "вулканическое" лицо литогенеза в целом.

Тем самым идея о двух путях развития геологических процессов, в частности магматизма, рудогенеза и тектоники во внутренней и внешней зонах Тихоокеанского пояса, высказанная впервые С.С. Смирновым [1941] и разработавшаяся в дальнейшем Ю.А. Билибиным [1950], Д.С. Харкевичем [Харкевич, Москалева, 1969], Л.И. Красным [Геологическое..., 1966] и другими исследователями, находит полное подтверждение в эволюции терригенного литогенеза двух представителей этих областей Сихотэ-Алиня и Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. О геохимических типах орогенических зон. — In: Intern. geol. Congr. Rep. 18th sess., 1948. Pt 11. Proc. sect. A. Problems of geochemistry. L., 1950, p. 29—35.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. / М.Б. Белова, В.Г. Васильев, Г.М. Власов и др. М.: Гостоптехиздат, 1961. 344.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса. М., 1966. 516 с.
- Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
- Радкевич Е.А. Схема металлогении Тихоокеанского пояса. М.: Объединение "Аэрогеология" Мингео СССР, 1973.
- Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 175 с.
- Смирнов С.С. К оценке оловорудных районов. — Сов. геология, 1941, № 3, с. 3—16.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2. 574.
- Харкевич Д.С., Москалева В.Н. Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 29—46.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 86—102.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the element in some major units of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 2, p. 175—190.

Г.С. Бучарская, Д.К. Балицкий, Г.Н. Бровков, В.М. Ярошевич

РАЗВИТИЕ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Рассматриваемый регион — гетерогенная тектоническая структура, обрамляющая с запада и юго-запада Сибирскую платформу и включающая образования карельского, байкальского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза. Полициклическое развитие региона на протяжении столь длительного отрезка времени дает возможность проследить особенности карбонатонакопления, исключительно хорошо проявленного в его пределах. Необратимость сложного процесса формирования карбонатных пород и разнообразие его вариантов эффективно реализовались в их облике, что позволяет при достаточном опыте порой безошибочно судить о возрасте пород.

Наиболее древние маломощные пласты карбонатных пород, ныне превращенных в мраморы, отмечаются в отложениях архея—нижнего протерозоя Восточного Саяна и в составе нижнего протерозоя Енисейского кряжа. Мощные карбонатные толщи и пачки распространены в нижнем протерозое Восточного Саяна (до 4500 м) и Енисейского кряжа (до 800 м), на нескольких уровнях рифея в этих же регионах (отдельные толщи до 800 м, суммарно до 2300 м), в рифее—среднем кембрии Батеневского кряжа, хр. Азыр-Тал и Беллыкского Белогорья (толщи до 2800 м, суммарно до 5500 м), в венде—среднем кембрии северо-западной части Восточного Саяна (суммарно до 2000 м), Западного Саяна (суммарно до 1900 м) и Тувинского прогиба (до 1000 м), в силуре Западного Саяна (до 500 м), в меньшей степени — в силуре Тувинского прогиба, а также в отложениях среднего девона Минусинского и Тувинского межгорных прогибов. Карбонатонакопление происходило в различных геотектонических условиях — в геосинклиналях (в мио- и эвгеосинклинальных зонах), на орогенном и платформенном этапах развития. В геосинклиналях оно было крайне неравномерным на площади, будучи преимущественно приуроченным к областям относительных поднятий и стабилизированным блокам. Карбонатный тип разреза в целом характерен для областей внутри-геосинклинальных поднятий. В шовных зонах карбонатные породы, ассоциирующие преимущественно с вулканогенными образованиями, встречаются неоднократно на различных уровнях, их тела не выдержаны по простиранию. В эвгеосинклинальных и орогенных комплексах, сложенных в значительной части терригенными и туфогенными отложениями, карбонатные толщи, как правило, отчетливо знаменуют завершение циклов седиментации, подчеркивая снижение тектонической активности, общее обмеление бассейна, ослабление терригенного питания. Структурный контроль карбонатонакопления выражен менее отчетливо на Енисейском кряже с его сравнительно простым по морфологии рифейским седиментационным бассейном, тесно связанным на востоке с платформенным.

По насыщенности карбонатными породами ведущее положение принадлежит разрезам платформенных нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа (75—80%) и геосинклинальных отложений рифея—низов среднего кембрия Батеневского кряжа, Беллыкского Белогорья и северо-западной части Восточного Саяна (60—80%), нижнего протерозоя Восточного Саяна

(50–70%), верхнего рифея Енисейского кряжа (40–75%); далее следуют разрезы орогенных комплексов силура и среднего девона юга региона, в которых количество карбонатных пород редко составляет более 40%.

В целом на фоне больших колебаний длительности и продуктивности эпох карбонатакопления со временем происходило сокращение размеров существенно карбонатных массивов.

Среди карбонатных пород региона распространены кристаллически-зернистые, биоморфные и биоморфнообломочные известняки и доломиты; последние обладают признаками наиболее мелководных образований. Основная масса темноокрашенных углеродистых разновидностей кристаллическизернистых известняков и графитистых мраморов приурочена к докембрийской части разреза, доломитов (часто водорослевых) — к позднему рифею—венду, археоциато-эпифитоновых (и марганценосных) известняков — к раннему кембрию; биогенные известняки силура наиболее разнообразны по составу организмов.

Показательна значительная изменчивость химического состава карбонатных пород по латерали и в разрезе региона, причем намечается зависимость содержания некарбонатной примеси от удаленности области сноса и активности тектонического режима, содержания свободного кремнезема — от близости к очагам вулканизма, а соотношения магния и кальция — от определенного сочетания ландшафта и тектонического фактора и от планетарного изменения режима углекислоты в позднем рифее.

Рассматриваемые породы слагают существенно карбонатные формации или выступают в качестве членов формаций, включающих также обломочные, глинистые и кремнистые породы (в том числе высокоуглеродистые разности), вулканиты, фосфориты, марганцевые руды, эвалориты. Проведенный авторами формационный анализ отложений протерозой-палеозойского возрастного диапазона [Литология..., 1967; Бровков и др., 1970; Бучарская, 1980 и др.] позволяет в сводном вертикальном разрезе Саяно-Енисейской области выделить следующие формации (и их латеральные ряды), включающие в качестве главных членов карбонатные породы (снизу вверх):

нижний протерозой: графитистая мрамор-кристаллосланцевая, графитистых мраморов, существенно углеродистая глинисто-кремнисто-терригенно-известняковая (с вулканитами основного состава?);

рифей: вулканогенно-кремнисто-известняково-терригенная (существенно черносланцевая), сланцево-карбонатная, кремнисто-известняковая; латеральный ряд формаций черных известняков и известняково-вулканогенной; известняково-доломитовая;

венд—средний кембрий: латеральный ряд формаций фосфоритоносной вулканогенно-кремнисто-известняково-доломитовой, фосфоритоносной кремнисто-вулканогенно-черносланцево-карбонатной и доломито-известняково-кремнисто-вулканогенной; латеральный ряд формаций марганценозной известняковой, вулканогенно-биоморфно-известняковой и терригенно-известняковой; вулканогенно-терригенно-известняковая, карбонатно-туфогенно-терригенная, кремнисто-известняково-доломитовая, галоидно-сульфатно-доломито-известняковая;

верхний кембрий: меденосная пестроцветная сульфатно-карбонатно-терригенная;

ордовик: пестроцветная фосфатно-карбонатно-терригенная;

силур: красно-сероцветная карбонатно-терригенная;

девон: красно-сероцветная вулканогенно-карбонатно-терригенная, сероцветная терригенно-карбонатная, телепирокластическая карбонатно-терри-

генная, сульфатно-терригенно-карбонатная; кремнисто-известняковая (отчасти нижнекарбонатная);

карбон: красно-сероватая карбонатно-терригенно-телепирокластическая.

Сводный вертикальный ряд существенно карбонатных формаций отражает изменения общих условий осадконакопления. До середины раннего палеозоя на площади региона существовал обширный, сложно построенный открытый морской бассейн, позднее — окраинные эпиконтинентальные моря с лагунами, континентальные обстановки. Разнообразие условий карбонатонакопления было максимальным в венде—раннем кембрии. Климатический режим крупных эпох карбонатонакопления на большей части территории региона был близким к субтропическому и тропическому. Главная тенденция изменений климата, за которыми в общих чертах следовало карбонатонакопление, состояла в постепенном нарастании степени аридности от венда к среднему девону с последующим смягчением до умеренного теплого гумидного в конце раннего карбона. Вверх по разрезу индикаторные (в отношении климата) качества карбонатных пород возрастают [Бровков, 1974].

Отмеченные общие особенности эпох карбонатонакопления нашли отражение в ряде других аспектов. Карбонатные и карбонатосодержащие формации протерозоя отличаются повышенной углеродистостью и нередкой ассоциацией с богатыми углеродистым материалом ($C_{орг}$ — 4—12%, иногда до 33%) существенно глинистыми и кремнистыми породами, фиксируя высокую продуктивность морского биоса уже с раннего протерозоя. Вверх по разрезу Саяно-Енисейского региона в интервале нижний протерозой—нижний кембрий растет качественное разнообразие карбонатных пород, и, в частности роль их биогенных разностей; умножаются и трансформируются их породные (фациальные) связи. Это особенно отчетливо выражено в верхнем рифее—нижнем кембрии центральных и южных районов региона с активно проявленным здесь вулканизмом, где широко распространены ассоциации известняков с силицилитами, фосфато- и марганценосными породами, разнообразными лавами и туфами, доломитами. Наиболее активное доломитообразование фиксируется в интервале верхний рифей—венд; оно происходило при широком участии синезеленых водорослей. Для существенно карбонатных формаций среднего палеозоя характерно растущее вверх по разрезу распространение хемогенных карбонатных пород, ассоциирующих местами с эвапоритами, широкое развитие ассоциаций с терригенными и телепирокластическими породами; доломиты здесь главным образом хемогенные, седиментационно-диагенетические, лагунные.

В наиболее общих чертах изменение во времени состава карбонатных пород и их породных связей отвечает тенденциям, проявившимся на тех же уровнях в глобальных масштабах. В отличие от ряда других регионов, для Саяно-Енисейской области характерно почти полное отсутствие доломитообразования в раннем протерозое, более позднее появление красноцветных ассоциаций. Карбонатонакопление завершилось в раннем карбоне. В позднем палеозое и мезозое в гумидных терригенных толщах фиксируется лишь карбонатное конкрециообразование, достигавшее порой крупных масштабов.

- Бровков Г.Н. Климатические условия в южной части средней Сибири в позднем докембрии и палеозое. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1974, с. 3—13 (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 182).
- Бровков Г.Н., Балицкий Д.К., Бучарская Г.С., Ярошевич В.М. Литология и сингенетическая металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск: Кн. изд-во, 1970. 143 с.
- Бучарская Г.С. Место силурийских отложений в ряду формаций Тувинского прогиба и перспективы их рудоносности. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1980, с. 97—105.
- Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области/Под ред. И.В. Луцицкого. М.: Наука, 1967. 222 с.

УДК 551.7

С.Л. Афанасьев

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛИШЕОБРАЗОВАНИЯ В МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЕ (на примере Большого Кавказа)

Осадочная формация, или ассоциация циклотем осадочных пород, — геологическое тело надфациального и дооболочечного уровня организации, которое образовалось в пределах простой впадины (поднятия) площадью в десятки или сотни тысяч квадратных километров за определенную фазу тектонического цикла, измеряемую единицами или десятками миллионов лет. Осадочная формация ограничена другими геологическими телами того же уровня организации, которые образовались в иных прогибах (на поднятиях) или в другие фазы тектонического цикла. Элементарная единица осадочной формации — мезоциклит 8—10-го класса — циклотема, состоящая из ограниченного набора фаций (литофаций), расположенных по разрезу в определенной последовательности, например, циклотема угленосной формации. При этом часть циклотемы без угольного пласта теряет основное свойство угленосной формации и поэтому относится к литомам доформационного, фациального уровня.

Флишевая формация — ассоциация циклотем с аяксами — двуединицами слоями генетически связанных между собою прослоев мелкообломочных (песчаников, алевролитов первого элемента циклита, I ЭЦ) и тонкообломочных (силтов, или песчанистых и алевритистых пелитолитов, — глин, мергелей, известняков — II ЭЦ) пород с градационной слоичатостью и с гиероглифами в основании слоев I ЭЦ. Генетическая связь определяется положительной корреляцией между логарифмами мощности слоев I ЭЦ и II ЭЦ: тонкие прослои I ЭЦ обычно сопровождаются небольшими по мощности слоями II ЭЦ, а крупные слои I ЭЦ — мощными пластами II ЭЦ. Во флишевой формации содержание аяксов не менее 10% от суммарной мощности отложений. Третий обязательный элемент флишевого циклита (III ЭЦ) — безалеверитистый пелитолит (глина, аргиллит, мергель, известняк), карбонатность которого определяется прежде всего глубиной бассейна седиментации: ниже уровня компенсации кальцит растворяется. Необязательные элементы флишевых циклитов — обвальные, оползневые брекчии и олистостромы (O ЭЦ), конгломераты, песчаники и алевриты

часто с горизонтально микростойчатой текстурой (I ЭЦ), прослои пеллов и килов (IV ЭЦ).

Флишевые циклиты, как правило, образуют "прогрессивные гемициклы (проциклиты — С.Л. Афанасьев), измеряющиеся сантиметрами и дециметрами" [Вассоевич, 1948], т.е. сантициклиты и децициклиты. Обилие планктонных фораминифер свидетельствует об образовании флишевой формации в морских условиях с нормальной соленостью. Низкая карбонатность альбско-сеноманских и датско-палеоценовых флишевых отложений южного склона Большого Кавказа и высокая известковистость одновозрастных отложений карбонатной формации Северного Кавказа и Закавказского срединного массива свидетельствуют о растворении кальцита во флишевых трогах, глубина которых достигает многих километров. Ведущая роль аяксов — двуединых турбидитных слоев I ЭЦ и II ЭЦ — говорит о крутых склонах флишевых трогов. Одинаковая направленность струйчатых [Афанасьев, 1949], или язычковых, гиероглифов в поздне меловых флишевых формациях Большого Кавказа свидетельствует об одностороннем, постоянно действующем среднеглубинном геострофическом течении, разносящем осадочный материал вдоль трога, что подтверждается хорошей выдержанностью слоев на сотни километров.

Таким образом, флишевая формация — глубоководные морские отложения подножий материковых склонов и желобов — типичные образования периокеанского типа литогенеза.

Наиболее подробно нами изучены верхнемеловые флишевые формации (более 300 разрезов), достаточно подробно верхнеюрские, нижнемеловые и палеогеновые образования (десятки разрезов). В единичных разрезах детально описаны ниже-среднеюрские и неогеновые отложения. В бассейне р. Самур (Дагестан) ниже-среднеюрские отложения представлены девятикилометровой толщей переслаивающихся черных аргиллитов (40%), алевролитов (25%) и песчаников (25%) с горизонтами обвалитов, оползневых брекчий и олистостромов (10%). Аяксы грубого и тонкого флиша широко развиты среди среднеюрских отложений и практически отсутствуют в лейасе. Верхнеааленская хечекская (зона Главного хребта) и гепцайская (зона Бокового хребта) свиты также не содержат аяксов, относятся к сланцевой формации и расчленяют среднеюрские отложения на две самостоятельные флишевые формации: ааленскую и верхнеааленско-байосскую.

Ааленская флишевая формация в зоне Бокового хребта представлена михрекской (1500 м), заинкамской (400 м) и ялахкамской (2000 м) свитами. Нижнеааленская михрекская свита (последно описано 639 м разреза) представлена мелкоритмичными (средняя мощность натуральных циклитов 17 см) лютитовым субфлишем [Афанасьев, 1976]: в основном черными слабоалевритистыми аргиллитами (60%), реже темно-серыми алевритистыми аргиллитами (2%) с прослоями олистостромов (17%), песчаников (10%) и алевролитов (11%) с редкими конкрециями сидеритов (0,2%). Здесь преобладают лютитовые отложения (54%) с пачками аяксов тонкого (11%) и грубого флиша (6%), а также олистофлиша (17%) с грубо- (17%) и тонкозернистыми (5%) нефлишевыми образованиями. Для аяксов характерны градационная слойчатость, рельефные гиероглифы в подошве алевролитов. Наблюдается чередование флишевых пачек со сланцевыми. Мощность флишевых пачек колеблется от 3 до 55 м, составляя в среднем 18 м. Флишевые пачки слагают среднюю часть 60-метровых циклотем, соответствующих геологическим минутам [Афанасьев, 1980а]. Основания циклотем обычно сложены мощными пластами песчаников, а их верхняя часть сланцевыми пачками без аяксов.

Верхнеааленско-байосская флишевая формация в зоне Главного хребта представлена зурунчайской (1000 м) и хиналугской (888 м) свитами. Верхнеааленская зурунчайская свита (послойно описано 417 м разреза) сложена мелкоритмичным (20 см) лютитовым инфрафлишем: в основном черными и темно-серыми алевритистыми аргиллитами (66%) с прослоями алевролитов (19%) и песчаников (11%), реже—олистостромов (4%), с конкрециями сидеритов (0,2%) и очень редкими прослоями пеплов (0,02%). Здесь развиты в основном аяксы тонкого (30%) и грубого (22%) флиша, а также прослои лютитов (30%), реже—грубо- (11%) и тонкозернистых нефлишевых образований (5%), отложения дикого флиша (2%). Нижнебайосская хиналугская свита (послойно описано 186 м разреза) представлена среднеритмичным (21 см) грубозернистым субфлишем: ритмично чередующимися песчаниками (48%), алевролитами (16%), серыми и черными алевритистыми аргиллитами (24%) с прослоями олистостромов (11%) и гравелитов (1%). Здесь широко развиты грубо- (44%) и тонкозернистые нефлишевые отложения (4%), в меньшей мере—образования тонкого (18%), грубого (14%) и дикого флиша (11%), реже—лютиты (8%). Верхнеааленско-байосская флишевая формация характеризуется чередованием флишевых пачек с песчано-глинистыми и глинисто-песчаными. Мощность флишевых пачек в среднем равна 11 м. Они слагают среднюю часть 40-метровых циклотем, в основании которых расположены мощные пласты песчаников и олистостромы, а в кровле сланцевые пачки.

Титонско-валанжинский карбонатный флиш гравцевской, бекишейской, амукко и чумаковской свит, которые детально изучены нами по р. Бекишей [Хаин и др., 1960], сменяет сланцевую формацию бата-кимериджа. В свите амукко и нижней части чумаковской свиты изучены 12 циклотем со средней мощностью 48 м. Большая часть циклотем представлена пачками карбонатного флиша. В основании циклотем иногда отмечаются крупные пласты песчаников, а в кровле—карбонатные нефлишевые пачки без аяксов.

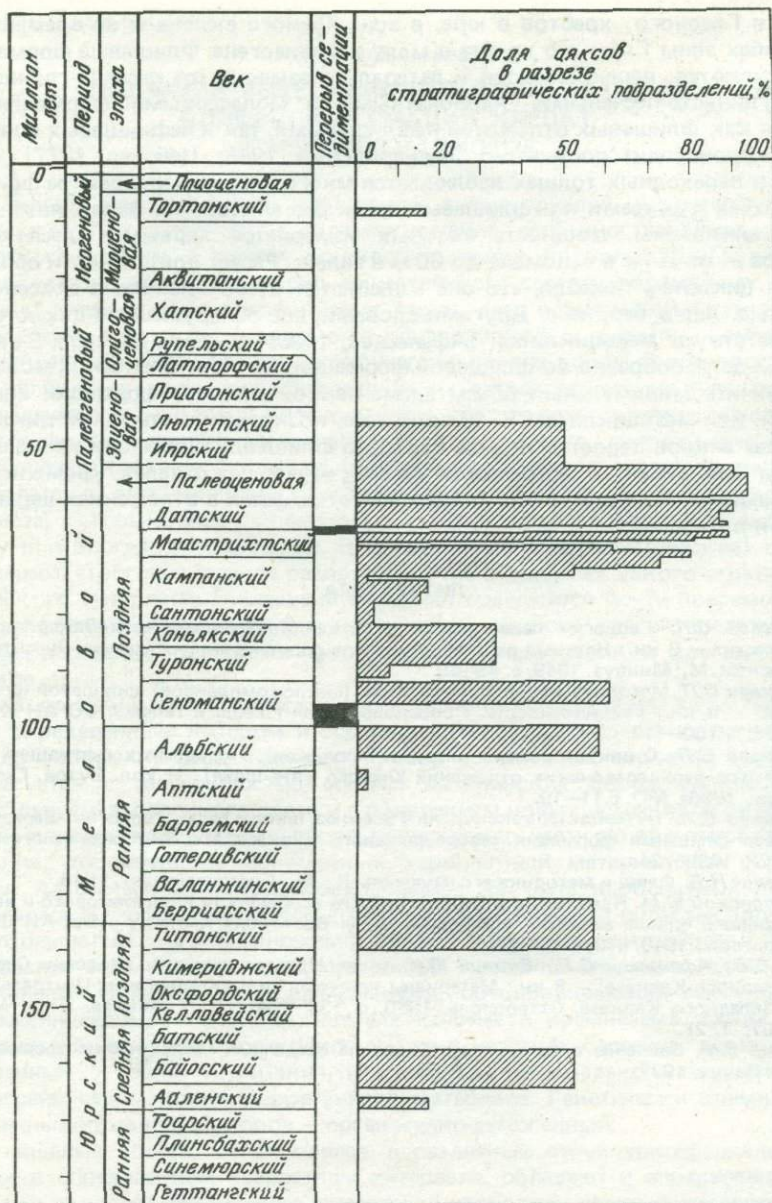
Песчано-глинистая валанжинско-нижнеальбская формация сменяется на Северо-Западном Кавказе альбско-сеноманским флишем [Афанасьев, 1980б].

Верхнесеноманско-нижнетуронская карбонатная формация замещается на Северо-Западном Кавказе верхнетуронско-коньякским флишем [Афанасьев, 1980б]. Мелкоритмичные (20 см) сантонские отложения карбонатной формации представлены в основном белыми слабглинистыми биогенными известняками (86%) с прослоями мергелей (8%), известняковых алевролитов (4%) и глин (2%). Здесь резко преобладают преимущественно биогенные образования и продукты их растворения (84%), значительно реже встречаются аяксы тонкого (6%) и грубого (1%) флиша, прослои силтовых мергелей (6%) и тонкозернистые породы (3%).

Кампанско-среднелютетская флишевая формация на Северо-Западном Кавказе самая крупная и по времени развития (32 млн. лет), и по доле аяксов грубого и тонкого флиша [Афанасьев, 1980б].

В Сочинском районе флишевые отложения мамайской свиты сменяются песчано-глинистой формацией навагинской и хостинской свит. Неогеновые отложения не содержат аяксов, за исключением верхнесарматской тонкоритмичной "червячковой" свиты (Таманский полуостров), где наблюдаются все признаки флиша: аяксы, градационная слоистость, гиероглифы и фукоиды, послужившие основанием для названия свиты.

Итак, в мезозой-кайнозой Большого Кавказа флишевые формации встречаются многократно: в аалене, позднем аалене и байосе, титоне—валанжине, альбе—сеномане, верхнем туроне—коньяке, кампане—лютете. Флиш формировался в сравнительно узких глубоководных трогах в зонах Боко-226



Аяксы в мезозойских и кайнозойских отложениях Большого Кавказа

вого и Главного хребтов в юре, в зоне Южного склона и во временных прогибах зоны Главного хребта в мелу и в палеогене. Флишевые формации подстилаются, перекрываются и латерально замещаются песчано-глинистыми, глинисто-песчаными, карбонатными и молассовыми формациями. Смена как флишевых отложений нефлишевыми, так и нефлишевых флишевыми происходит постепенно [Пушаровский, 1948; Цейслер, 1977]. При этом в переходных толщах наблюдается многократное чередование флишевых пачек с аяксами и нефлишевых пачек без аяксов, что позволяет выделять циклотемы, мощность которых измеряется первыми десятками метров — от 20 м в сеномане до 60 м в аалене. Расчет длительности образования циклотем показал, что она колеблется от 60 тыс. лет в доггере до 670 тыс. лет в берриасе. Другими словами, все обнаруженные циклотемы соответствуют мезоциклитам [Афанасьев, 1980а] 8–10-го классов. В связи с этим целесообразно во флишевой формации, как и в угленосной молассе, ограничить минимальный объем элементарной единицы формации циклотемой, или мезоциклитом 8–10-го класса, поскольку часть такой циклотемы без аяксов теряет основное свойство флишевой формации. Флишевые аяксы (см. рисунок) встречаются во всех изученных отделах, кроме лейаса и олигоцена. Наибольшее их содержание отмечается в отложениях верхнего мела и палеоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев С.Л.* Геология палеогеновых отложений западной части Закарпатской области. — В кн.: Научные работы студентов горно-металлургических институтов Москвы. М.: Минвуз, 1949, с. 45–69.
- Афанасьев С.Л.* Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой формации. — В кн.: Геоцикличность. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976, с. 100–117.
- Афанасьев С.Л.* О циклах разных классов (порядков) в осадочных формациях (на примере верхнедевонских отложений Южного Тянь-Шаня). — Изв. Вузов. Геол. и разв., 1980а, № 2, с. 11–19.
- Афанасьев С.Л.* Путеводитель экскурсии 4 Всесоюз. школы мор. геологии: Верхнемеловая флишевая формация северо-западного Кавказа. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1980б. 34с.
- Вассоевич Н.Б.* Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948.
- Пушаровский Ю.М.* Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3, с. 69–92.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К.* и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960, с. 139–184. (Тр. Кавказ. эксп. МГУ, 1957; Т. 2).
- Цейслер В.М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977.

И.М. Афанасьева

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ КАРПАТ В МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЕ

Каждый этап развития карпатской геосинклинали характеризуется определенными условиями в областях питания, особенностями гидродинамического режима в период осадкообразования, проявлениями вулканической деятельности. Эволюция вещественного состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород дает возможность установить определенные факторы, которые ее контролируют, и оценить их значение применительно к каждой петрографической группе пород. В разновозрастных флишевых отложениях слагающие их петрографические типы пород наблюдаются в различных соотношениях, что отражает влияние основных факторов седиментогенеза — геолого-тектонического, гидрохимического и биологического — в разрезе от нижнего мела до олигоцена включительно. В карпатской геосинклинали господствовал процесс терригенного седиментогенеза, который лишь на некоторых участках уступал место вулканогенному или биогенному процессу. Вулканогенные (пирокластические) осадки имеют строго локальное распространение в пределах узкого стратиграфического интервала. Биогенный материал содержится почти повсеместно в терригенных, карбонатных и кремнистых осадках, где он представлен преимущественно остатками фораминифер, радиолярий и других организмов.

Как показали литологические исследования, каждая свита характеризуется определенным набором и соотношением петрографических разновидностей пород. Изменение вещественного состава обломочных пород во времени согласуется с изменчивостью состава материнских пород, связанной с углублением эрозионного среза и с появлением новых источников питания. Формирование карбонатных пород происходило частично вблизи областей питания, поставлявших обломочный карбонатный материал для образования кластических известняков. Большая же часть карбонатных пород отлагалась в участках бассейна, достаточно удаленных от областей питания. Образовывались органогенно-хемогенные и хемогенные известняки. Формирование кремнистых пород прямо или косвенно связано с периодами проявления вулканической деятельности, обуславливающей поступление в бассейн седиментации значительных количеств кремнезема. Осаждение кремнистых осадков происходило также в участках бассейна, достаточно удаленных от областей питания, и в периоды минимального поступления в бассейн седиментации терригенного материала. Генетически кремнезем изученных кремнистых пород — органогенно-хемогенный.

Флишевые толщи, отлагавшиеся в различных структурно-фациальных зонах в определенном возрастном интервале, обладают и определенными чертами сходства. На рисунке схематично изображен средний литологический состав отдельных звеньев мел-палеогенового разреза южного и северного склонов Карпат.

Характерная особенность флишевых отложений северного склона Карпат в отличие от южного — формирование в удалении от областей питания, которыми, видимо, в это время были Галицийская складчатая область и Добруджа. Здесь грубообломочные породы встречаются лишь в виде линзовидных прослоев, а чаще всего слагают подошвенную часть песчаных прослоев. Песчаники, за редким исключением, относятся к моно-

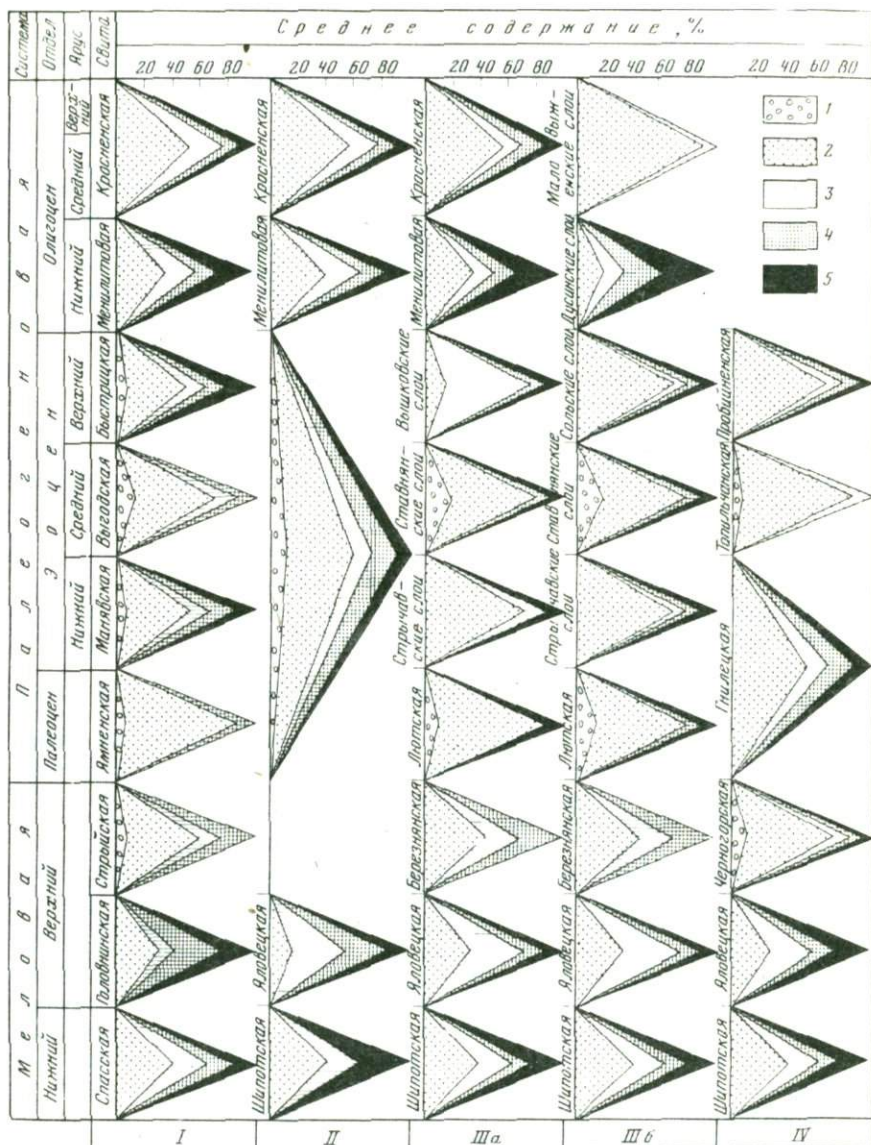


Диаграмма среднего литологического состава отложений флишевой формации

Зоны: I – Скибовая, II – Силезская, IIIa – Дуклянская (ставнянский тип разреза), IIIb – Дуклянская (березнянский тип разреза), IV – Черногорская. Породы: 1 – конгломераты, гравелиты, 2 – песчано-алевритовые, 3 – аргиллиты, 4 – карбонатные, 5 – кремнистые

миктовым и кремнекласитовым разностям. Среди глинистых пород преобладают кремнистые аргиллиты или тонкоотмученные глинистые образования, превращенные в филлитовидные аргиллиты.

В раннем мелу питание обломочным материалом бассейна седиментации у южного борта геосинклинали осуществлялось главным образом за счет пород Мармарошского массива, т.е. внешнего источника, поставлявшего так называемую аллохтонную кластику. Породы сложены преимущественно обломками метаморфических пород, а также обломками осадочных пород триаса и юры. При более глубоком расчленении питающей суши шло формирование осадков в конце раннего мела. В породах наблюдается массовое появление обломков гнейсов и разнообразных гранитоидов. В этих отложениях развиты самые разнообразные типы песчаников: от собственно граувакк до мономиктовых кварцевых песчаников. В центральных частях геосинклинального трога (шипотская свита) характерная черта обломочных пород — высокая степень окатанности слагающих их терригенных компонентов. Осадконакопление у северного борта геосинклинали происходило в спокойных условиях в достаточном удалении от областей питания. В породах окатанные и полуокатанные обломки состоят из метаморфических и магматических пород (кварциты, диорит-порфириты, кварцевые порфиры). Песчаники представляют собой мономиктовые и кремнекласито-кварцевые разности. Условия в этой части раннемелового бассейна седиментации были благоприятными для отложения органогенных и органогенно-хемогенных карбонатных пород, а также органогенно-хемогенных кремнистых пород: фтанитов и глинистых фтанитов. Аналогичные условия сохранялись в начале позднего мела.

В целом нижнемеловые отложения отличаются выдержанностью литологического состава на достаточно большие расстояния. Они обладают рядом общих характерных признаков: широкое развитие кремнистых образований, значительное обогащение органическим веществом, присутствие глауконита.

Крупной эпохой конгломератообразования был альб-сеноман и связанное с ней формирование мощных толщ грубообломочных пород соймультской свиты. Поставщиком обломочного материала служил активно разрушающийся Мармарошский массив. В конце позднемелового периода в породах в заметном количестве появляется сиалическая кластика. Характер обломочного материала свидетельствует об изменении источника питания, которым служила, вероятно, Куманская кордильера. Песчаные породы относятся к мезомиктовым песчаникам. Характерная особенность карбонатной седиментации в этот период — уменьшение количества органогенных разностей известняков и массовое появление мергелей.

В конце позднемелового—палеогенового времени резко увеличивается привнос обломочного материала. В частности, в палеоцене происходит накопление мощных песчаных толщ как в пределах северного, так и южного склонов Карпат. Характер и состав обломочного материала указывает на активно разрушающиеся источники сноса северного борта геосинклинали, Добруджи и внутрибассейновых источников питания. В раннем и особенно среднем эоцене наблюдается усложнение тектонического режима, активизируется как область сноса Мармарошский массив и внутренние источники питания, поставлявшие материал в отложения Скибовой, Субсильезской, Силезской и Утесовых зон. В это время в обломочных породах увеличивается содержание сиалической кластики (плагιοграниты, аплиты, пегматиты). Разнообразный состав песчаников в пределах одной свиты, обусловленный как составом, так и соотношением главных порообразующих компонентов, свидетельствует о том, что наряду с продольными

течениями активно действовали и поперечные (боковой сноса), поставлявшие материал от расположенных вблизи источников питания. В эоценовое время в северную часть геосинклинального бассейна кластический материал поступал с Мармарошского массива, в качестве питающей провинции активно действовала Куманская кордильера, поставлявшая автохтонную сиалическую кластику, а кроме того, происходили поднятия в областях сноса северного борта геосинклинали, которые служили поставщиками карбонатной кластики.

В олигоцене породы флишевой формации вновь обнаруживают выдержанность литологического состава на значительные расстояния по простиранию. Для этого периода характерно поступление в бассейн седиментации больших масс пирокластического материала. В этих отложениях, кроме туфов, весьма широко распространены туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты. Процессы кремнеаккумуляции в этот период носили биогенно-хемогенный характер. Кроме фтанитов и глинистых фтанитов, которые относятся к группе отдаленно-вулканогенных кремнистых образований, широко развита туфово-кремнистая ассоциация пород, образованная чередованием туфов и кремней, туфогенных и опоквидных силицитов, спонголитов и диатомитов. Характерная черта карбонатной седиментации в раннем олигоцене — широкое развитие седиментационного карбоната магния, входящего в состав доломитов, доломитовых известняков и мергелей.

В среднем—позднем олигоцене наблюдается изменение палеогеографической обстановки. Резко усиливается привнос материала с Мармарошского массива. Это был период, когда создавались благоприятные условия для накопления существенно песчаного флиша и широкого проявления терригенно-карбонатной седиментации.

Таким образом, на ранних этапах развития карпатской геосинклинали (ранний мел) основные источники питания располагались в пределах южного борта геосинклинали. На средних этапах развития, начиная с позднего мела, все большее значение приобретают внутривассейновые поднятия — кордильеры, а также начинают активно действовать источники питания северного борта геосинклинали. В завершающие этапы развития (олигоцен) опять усиливается привнос материала с Мармарошского массива (южный источник питания). Заметная роль в осадконакоплении принадлежит также метаморфическим породам низких ступеней метаморфизма, входящих в состав Галицийской складчатой области и Добруджи.

В.Д. Босов, А.Р. Кариев, И.Н. Черенков

ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ФАНОРОЗОЯ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ОБЛАСТИ (Южный Тянь-Шань)

Эволюция условий седиментогенеза и история формирования фанерозойской осадочной оболочки в Зеравшано-Гиссарской области достоверно прослеживается начиная с ордовика. Ордовикские отложения известны только на северном склоне Туркестанского хребта. Они находятся в тесной связи с вышележащими мощными толщами силура и вместе с ними представляют собой типично геосинклинальные осадки, которые выделяются в самостоятельную аспидную формацию.

Аспидная формация представлена мощной (свыше 3500 м) однообразной терригенной серией, состоящей из флишоидного чередования сланцев, аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В составе этих отложений отмечаются прослои и пачки кремнистых сланцев. Кроме того в строении формации участвуют в незначительном количестве карбонатные и вулканогенные породы. Особенность формации — наличие в породах огромного количества разнообразных текстур и гьероглифов как поверхностных, так и внутрислоевых. Такие текстуры как знаки ряби и течений, борозды размыва, волочения в сочетании со следами стекания воды и трещинами усыхания и отпечатками капель дождя заставляют предположить, что данные осадки формировались в прибрежных и прибрежно-морских условиях. На мелководный характер морского бассейна указывают и такие органические остатки, как трилобиты, брахиоподы, водоросли и граптолиты. Судя по частому чередованию в разрезах прослоев аргиллитов, алевролитов и песчаников, накопление осадков происходило на фоне малоамплитудных ритмических движений земной коры в пределах постоянного прогибания морского бассейна. В южной части Зеравшано-Гиссарской области одновременно с аспидной формацией формировалась морская терригенно-карбонатная, представленная чередованием сланцев, песчаников, доломитов и доломитизированных известняков.

В течение позднего лудлова, девона, раннего и отчасти среднего карбона на большей части региона в условиях мелководного моря происходит накопление карбонатных осадков, весьма богатых органическими остатками (брахиоподы, фораминиферы, кораллы и пр.).

С конца среднего карбона резко усилились тектонические движения, которые привели к образованию на площади Зеравшано-Гиссарской области серии трогов, разделенных узкими скалистыми кордильерами. В течение конца среднего и позднего карбона в трогах-прогибах шло формирование мощной (1500—3000 м) толщи терригенного флиша и флишоидов. Эти осадки, слагающие флишевую формацию, накапливались на неровной поверхности карбонатного основания. Характерная черта аккумуляции — образование линз и горизонтов глыбовых конгломератов, олистостромов и отдельных изолированных олистолитов, сложенных более древними карбонатными породами. Возникновение таких образований вызвано широким развитием в ту эпоху обвальнo-оползневых явлений, которые свидетельствуют об активной сейсмичности, значительном тектоническом и эрозионном расчленении рельефа. Образование осадков флишевой форма-

ции происходило в условиях теплого климата и морского мелководья, на что указывает большое количество остатков наземных растений, характерных для вестфальской флористической провинции, и высокая карбонатность пород.

В конце позднего палеозоя и в начале мезозоя проявилась основная фаза складчатости, в результате которой исследуемая территория была превращена в складчатую область и значительная ее часть была выведена из зоны осадконакопления. Седиментация происходила лишь в остаточных мульдах, где в континентальных условиях шло накопление грубообломочной молассы.

Стабилизация тектонического режима в позднем триасе приводит к некоторому выравниванию рельефа складчатого сооружения и процессам корообразования. Дальнейшая эволюция условий осадкообразования тесно связана с характером проявления колебательных движений, повышенная интенсивность которых в раннеюрское время привела к формированию в пределах небольших узких впадин прибрежно-континентальной терригенной формации. На рубеже ранней и средней юры зоны аккумуляции превращаются в арену накопления угленосных песчано-глинистых образований и маломощных илистых осадков фации подводной дельты.

Начало позднемезозойского этапа знаменуется новым импульсом тектонического режима, вследствие чего в берриас-раннеготеривское время рассматриваемая территория вновь оказалась вне зоны осадконакопления. Впоследствии, начиная с позднего готерива, в результате постепенного снижения тектонической активности Зеравшано-Гиссарская область превращается в арену накопления аллювиально-пролювиальных песчано-гравийно-галечных, прибрежно-дельтовых илисто-алеврито-паттумных и лагунно-заливных алеврито-глинисто-сульфатных отложений. Осадочный процесс осуществлялся в условиях континентального режима с преимущественным формированием пород терригенной красноцветной формации. Характерная особенность условий седиментации во время накопления (от позднего готерива до раннего сеномана) осадков данной формации — постоянно расширяющаяся в северном направлении площадь седиментационного бассейна и вовлечение в зону аккумуляции все новых районов северного обрамления. Анализ мощностей пород ряда сравнительно узких интервалов времени указывает на некоторую расчлененность дна бассейна по южной периферийной его части. Выраженные в рельефе дна локальные палеоподнятия оказали заметное влияние на характер осадконакопления и дифференциации осадочного материала в пределах зон аккумуляции.

Эволюцию условий седиментогенеза, начиная с позднего сеномана, определили часто меняющиеся как по знаку, так и по амплитуде колебательные движения, приведшие к установлению пестрой физико-географической обстановки. По имеющимся данным, в течение позднесеноман-раннетуронского времени территория Зеравшано-Гиссарской области испытывала постепенное погружение, и наметившееся с позднего готерива расширение границ бассейна осадконакопления получило дальнейшее развитие. Основными источниками сноса терригенного материала были палеовозвышенности в районах расположения современного Чимтаргинского поднятия и горных хребтов Туркестанского и Каратегинского. В зонах аккумуляции в условиях морского мелководья происходило формирование отложений глинисто-карбонатного состава. С началом познетуронского времени связана активизация восходящих движений и обмеление существовавшего мелководно-морского бассейна. Создававшаяся в ходе этого обстановка, с некоторым импульсом в трансгрессии моря в 234

коньякское время, продолжала сохраняться до конца сантонского века. Судя по составу осадков, восходящие движения носили дифференцированный характер, что отразилось на литолого-фациальных особенностях отложений. Так, начавшееся в позднем туроне формирование мелкообломочных, нередко красноцветных образований в коньякское время сменяется отложением глинистых и карбонатных накоплений с последующей (в сантоне) сменой последних на пестроцветные песчано-глинистые осадки. Пестрота состава отложений была следствием изменения физико-географических условий от прибрежно- и мелководно-морских до лагунно-континентальных. Неустойчивый режим осадконакопления, начиная с кампанского времени, несколько стабилизируется. В пределах региона устанавливается обстановка подводно-дельтовой и прибрежно-мелководной седиментации с возникновением в начале палеогенового периода замкнутых осолоненных бассейнов. За весь послесеноманский этап развития территории Зеравшано-Гиссарской области главенствующей особенностью условий осадкообразования было чередование колебательных движений различного знака и амплитуды, приведшее в конечном итоге к формированию формации прибрежно- и мелководно-морских отложений, перемежающихся с осадками реликтовых водоемов ингрессирующего моря.

В палеогеновый период образовавшаяся еще в палеозое дифференциация территории на области поднятия и погружения получает более четкое выражение, но уже в качественно новом тектоническом режиме. В течение палеоценового времени в узких впадинах межгорного типа, в обстановке морского мелководья формировалась формация глинисто-карбонатных отложений. Эоценовый этап развития территории характеризуется расширением зоны морского осадконакопления, в пределах которой происходило формирование алевроито-глинистых и глинистых осадков. Судя по составу отложений рассматриваемого времени и особенностям их распространения по площади седиментационного бассейна, последний представлял собой единый морской водоем со слабой динамикой среды и слабо восстановительной геохимической обстановкой. Начиная с олигоценного времени происходит формирование пестроцветных глинисто-сульфатных образований; по завершении этого процесса происходит расчленение единого бассейна осадконакопления и воздымание отдельных участков Зеравшано-Гиссарской горной области.

С неогенового этапа развития в пределах исследуемой территории отмечается новый импульс активизации тектонических движений, который привел к установлению континентальных условий седиментации. Расположение неогеновых толщ согласуется с тектоническими особенностями региона, что подтверждает их возникновение в условиях высокоамплитудных колебаний земной коры. Накопление красноцветной верхнетретичной формации происходило в разрозненных межгорных впадинах. Своеобразная черта отложений — плохая сортировка терригенного материала, пестрота состава, резкая смена окраски и быстрые переходы одних фаций в другие. В этих условиях формировались русловые осадки со значительным количеством гравийно-галечного материала, которые чередовались с пойменными накоплениями, отражая периодическую смену режима водных потоков. На процессы формирования неогеновых осадков активное воздействие оказывал также жаркий и сухой резко континентальный климат.

КОНГЛОМЕРАТЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТРОГАХ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Геосинклинальные трог — один из важных элементов тектоносферы Земли. В пределах древних платформ и складчатых поясов они выполнены вулканогенными и терригенными образованиями, среди которых сравнительно широко распространены конгломераты (рисунок).

В эв- и миогеосинклинальных трогах Украинского кристаллического щита конгломераты развиты в составе отложений криворожской серии нижнего протерозоя и ее возрастных аналогов [Белевцев, 1951; Белевцев и др., 1981; Каляев, 1965; Кобзарь, 1981; Прожогин, 1976; Стрыгин, 1978]. В Криворожско-Кременчугской зоне они установлены в разрезе подрудной аркозо-филлитовой (скелеватской), надрудной метапесчанико-сланцевой (гданцевской) и верхней надрудной метапесчанико-конгломератовой (глеватской) свитах. Для железорудной (саксаганской) свиты конгломераты, как правило, не характерны; только в Кременчугском районе развиты внутрiformационные брекчии и конгломерато-брекчии.

В разрезе подрудной аркозо-филлитовой свиты выделяется нижняя аркозо-филлитовая и верхняя тальково-песчаниковая толщи. В аркозо-филлитовой толще мощностью от 88 до 700 м конгломераты широко развиты в нижнем аркозовом горизонте (мощность от 35 до 150 м), в составе которого в южном замыкании Криворожского синклиория наряду с метапесчаниками и кварцитами представлены конгломераты, образующие линзы от 30 до 120 м мощностью. Метаконгломераты сложены кварцевой и кварцевой галькой, а также галькой хлоритовых и амфиболовых сланцев (зеленокаменных пород) и плагиоклазовых гранитов размером от 10 до 100 м и небольшими валунами этих же пород. Цемент — биотит-кварцевый blastосаммитовой структуры. Отложения аркозового горизонта с угловым несогласием залегают на зеленокаменных породах и плагиоклазовых гранитах.

В составе тальково-песчаниковой толщи мощностью до 30–40 м, залегающей в основании железорудной свиты с небольшим угловым несогласием на подстилающих филлитах, среди тальковых, тальково-карбонатных и серпентин-карбонатных сланцев встречаются линзовидные тела конгломератов мощностью до 1–2 м. Конгломераты сложены кварцевой и метапесчаниковой галькой. Цемент кварцевый blastосаммитовой структуры. Межформационный перерыв в осадконакоплении между аркозо-филлитовой и тальк-песчаниковой толщами, по-видимому, был непродолжительным.

Внутрiformационные брекчии и конгломерато-брекчии железорудной свиты сложены угловатыми обломками железистых кварцитов размером до 5 см. Их образование происходило в результате внутрiformационных перерывов в осадконакоплении.

На образованиях железорудной свиты с угловым несогласием залегают породы *метапесчанико-сланцевой свиты*. Базальный железистый горизонт этой свиты мощностью 10–60 м сложен железистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями, седиментационными брекчиями и охристыми сланцами. Многие из этих пород по содержанию железа богаты маргитовыми рудами. Конгломераты в пределах горизонтов мелко- и крупногалечные; образуют линзы и пласты мощностью 0,3–0,6 м. В их составе преобладают гальки различных размеров и мелкие валуны железистых кварцитов, реже встречаются гальки богатых железных руд,

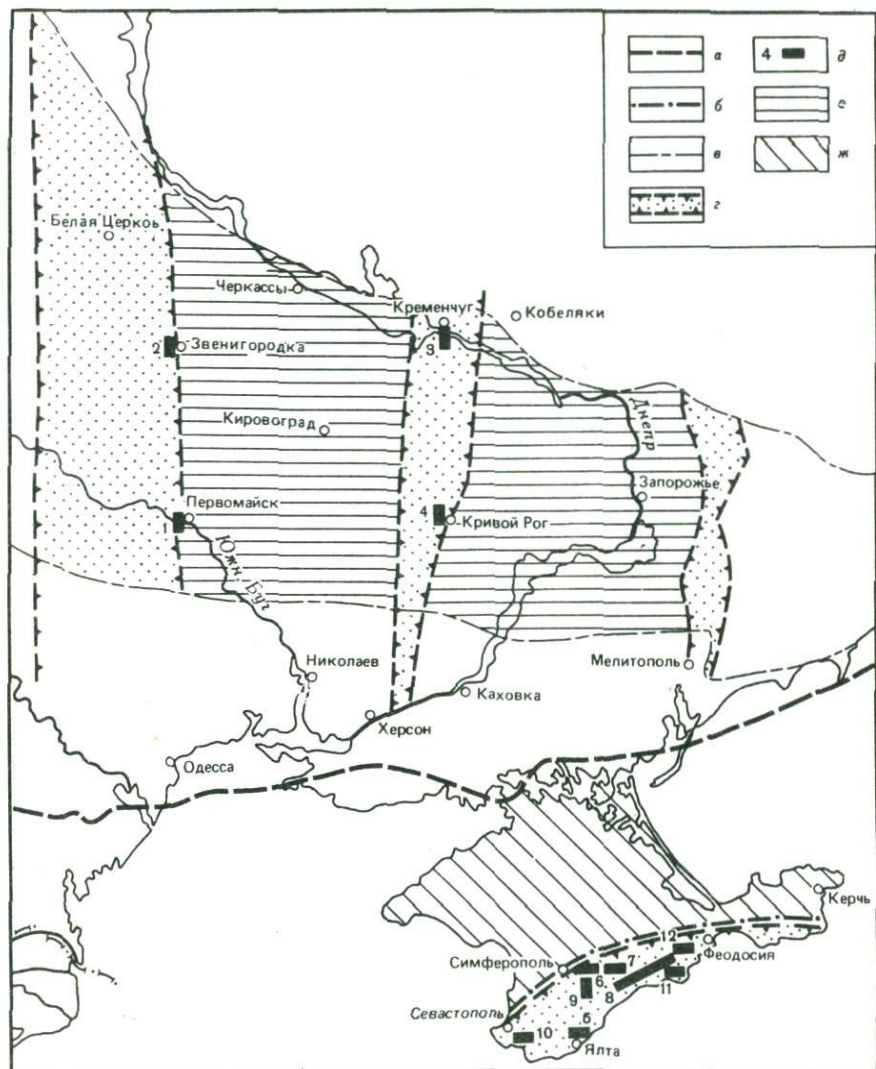


Схема распространения конгломератов в геосинклинальных трогах протерозоя и фанерозоя Украинского щита и Горного Крыма

Граница *a* – Восточно-Европейской платформы, *б* – мегантиклинория Горного Крыма, *в* – Украинского кристаллического щита по отметке – 300 м; *г* – геосинклинальные трого; *д* – выходы конгломератов: протерозойских (1 – первомайские, 2 – звенигородские, 3 – кременчугские, 4 – криворожские, 5 – района Ялты), мезозойские (6 – Петропавловки, 7 – битакские, 8 – демержинские, 9 – пионерские, 10 – балаклавские, 11 – меганомские, 12 – тополёвские); суша в пределах: *е* – Украинского щита, *ж* – Крымского сегмента средиземноморского пояса

безрудных кварцитов и кварца. Цемент представлен преимущественно гравийно-галечной смесью окатанных обломков железистых пород и богатых железных руд [Прохогин, 1976]. В составе железистого горизонта установлены также конгломераты с кварцевой и кварцитовой галькой.

Господствующее развитие в рассматриваемых конгломератах окатанных обломков железистых кварцитов и охристых сланцев свидетельствует об образовании их за счет размыва пород железорудной свиты, продолжительности перерыва в накоплении осадков и начале новой трансгрессии моря. Большая часть разреза надрудной метапесчанико-сланцевой свиты представлена сланцами, мраморами, доломитами, метапесчаниками. Конгломераты здесь отсутствуют.

В составе метапесчанико-конгломератовой свиты мощностью до 3500 м, завершающей разрез криворожской серии, преобладают крупногалечные метаконгломераты, образующие быстро выклинивающиеся линзовидные тела мощностью до 500 м. Они состоят из гальки кварца, реже — плагиоклазовых гранитов, железистых кварцитов, сланцев различного состава, слагающих железорудную свиту. Цемент кварцевый blastосаммитовой структуры.

Формирование конгломератов протерозоя на Украинском кристаллическом щите связано с вертикальными движениями дна миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных трогов и соответствует четырем самостоятельным циклам накопления осадков криворожской серии.

В горном Крыму конгломераты развиты в шести крупных структурах: Туакском и Качинском антиклинальных поднятиях, Судакско-Карадагской складчатой зоне, Восточно-Крымском, Юго-Западном и Судакском синклиниях.

Анализ стратиграфического распространения конгломератов фанерозоя в горном Крыму приводит к выводу о том, что в истории развития геосинклинали существовало четыре эпохи, на протяжении которых формировались конгломераты: поздний триас-ранняя юра, средняя юра, поздняя юра; ранний мел. Характер взаимоотношения конгломератов с подстилающими и перекрывающими отложениями, а также возраст основания различны на разных участках его развития в зависимости от положения разреза в определенной структурно-фациальной зоне.

Особенность конгломератов — контрастное изменение мощностей от 50—100 до 600 м на ограниченных по площади участках [Добровольская, 1981], что объясняется интенсивным прогибанием области накопления при одновременном воздымании геоантиклинали. Впадины заполнялись обломочным материалом, быстро выносимым временными селевыми потоками и реками. При этом интенсивность прогибания, вероятно, была соизмерима со скоростью поднятия.

Так, мощность верхнеюрских конгломератов достигает 1850 м (гора Южная Демерджи), что свидетельствует о их накоплении в зоне значительного прогибания на границе с резко воздымавшейся геоантиклиналью островного типа.

Таким образом, тектонические движения имели различный знак и характеризовались сопряженностью.

Обломочные толщи формировались в прибрежно-морских и континентальных условиях осадконакопления. Конгломераты валунно-галечные, глыбовые, по составу полимиктовые, состоят из сложного комплекса местных и экзотических пород. Местные породы представлены гравелитами, кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми, полимиктовыми, аркозовыми, кварцитовидными песчаниками и алевролитами, аргиллитами, сидеритами, известняками, туфопесчаниками, лито- и кристаллокласти-

ческими туфами, порфиридами, диоритовыми, кварцевыми и биотитовыми порфирами, трассами, кварц-турмалиновыми сланцами, ороговикованными аргиллитами, яшмами. Экзотический материал состоит из галек и валунов гранит-порфиров, гранитов, кварц-хлоритовых и гранат-мусковитовых сланцев, пермских и карбоновых известняков, кремнистых пород. Цемент конгломератов песчано-глинистый, реже карбонатный.

Устанавливается изменение состава обломков конгломератов во времени и пространстве. В более древних (триас-среднеюрских) преобладают палеозойские породы метаморфического комплекса, в более молодых (поздняя юра — ранний мел) — терригенно-карбонатные и магматические породы триас-юрского комплекса. Снос обломочного материала в Крымскую геосинклиналь происходил с южной внутренней и северной областей. Южная область располагалась в пределах акватории Черного моря и в современном тектоническом плане отвечает доальпийской складчатой зоне, внутренняя соответствует антиклинальным поднятиям Горного Крыма, северная — погребенным рифей-палеозойским выступам.

Знание закономерностей распространения конгломератов в геосинклинальных трогах протерозоя и фанерозоя позволяет реконструировать геологическую историю их развития, строение источников сноса и дать обоснованный прогноз металлических и ряда других полезных ископаемых, связанных с конгломератами.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я.Н.* Криворожский железорудный бассейн: Геологическое строение. М.: Госгеолиздат, 1951. Т. 1. 178 с.
- Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Веригин М.И.* и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981. 231 с.
- Добровольская Т.И.* Обломочные породы горного Крыма. — В кн.: Обломочные породы Украины. Киев: Наук. думка, 1981, с. 302—314.
- Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 190 с.
- Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении Центральной части Украинского щита, Киев: Наук. думка, 1981. 104 с.
- Прокопюк Л.Г.* Условия рудообразования в низах верхней свиты Саксаганского района Криворожского бассейна по литологическим и палеогеографическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1976. 24 с.
- Стрыгин А.И.* Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 258 с.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение | 3 |
| <i>А.Л. Яншин, Ю.П. Казанский, И.В. Николаева.</i> Проблема эволюции осадочного процесса | 5 |
| <i>П.П. Тимофеев, А.Г. Коссовская, В.Н. Холодов.</i> Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах | 17 |
| <i>А.Б. Ронов.</i> Эволюция осадкообразования в истории Земли. | 49 |
| <i>А.Л. Яншин, М.А. Жарков.</i> Об эволюции осадочных формаций в геологической истории. | 74 |
| <i>А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов.</i> Главные события мезозоя и кайнозоя океанов | 82 |
| <i>В.И. Бгатов.</i> Земная атмосфера и коры выветривания | 103 |
| <i>И.В. Хворова.</i> Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое | 111 |
| <i>А.И. Анатольева.</i> Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли | 121 |
| <i>В.И. Виноградов.</i> Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли (по изотопным данным) | 128 |
| <i>Е.П. Акульшина.</i> Эволюция состава глинистого вещества в позднем докембрии и фанерозое | 134 |
| <i>Т.И. Гурова, З.Я. Сердюк, Н.П. Запивалов, В.И. Краснов, В.А. Мартынов, Л.С. Ратанов, С.А. Степанов.</i> Развитие процессов осадконакопления в фанерозое Западно-Сибирской низменности | 142 |
| <i>Р.Г. Матухин, В.И. Будников, О.В. Ваг, А.В. Ван, Е.П. Марков, Р.С. Родин, Э.Е. Романова, П.Н. Соколов.</i> История процессов осадконакопления при формировании чехла Сибирской платформы | 149 |
| <i>Ю.П. Казанский.</i> О развитии морского карбонатакопления в геологической истории Земли | 157 |
| <i>В.Г. Кузнецов.</i> Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли | 162 |
| <i>А.Г. Зайцев, О.В. Горбачев.</i> Карбонатные отложения раннего докембрия и их место в эволюционном ряду карбонатных формаций | 173 |
| <i>А.И. Пак.</i> Эволюция кор выветривания в истории Земли. | 179 |
| <i>В.И. Драгунов.</i> Онтогенез геологических тел в аспекте их иерархии, филогении и экологии. | 192 |
| <i>И.А. Вылцан, А.Ф. Беженцев.</i> Периодичность развития осадочного процесса в геологической истории Земли. | 200 |
| <i>Н.Н. Верзилин, Н.С. Окнова.</i> Изменение воздействия живого вещества на литогенез в связи с эволюцией биосферы | 204 |
| <i>Ю.К. Бурлин, В.Е. Архипов, Е.П. Свистунов.</i> Условия осадкообразования в ходе развития бассейнов островных дуг | 208 |
| <i>П.В. Маркевич, О.В. Чудаев.</i> Геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Камчатки — два пути развития | 215 |
| <i>Г.С. Бучарская, Д.К. Балицкий, Г.Н. Бровков, В.М. Ярошевич.</i> Развитие карбонатного осадконакопления в докембрии и палеозое Саяно-Енисейской складчатой области | 221 |
| <i>С.Л. Афанасьев.</i> Эволюция флишеобразования в мезозой-кайнозое (на примере Большого Кавказа) | 224 |
| <i>И.М. Афанасьева.</i> Эволюция вещественного состава пород флишевой формации Карпат в мезозой-кайнозое | 229 |
| <i>В.Д. Босов, А.Р. Кариев, И.Н. Черенков.</i> Эволюция условий седиментогенеза и формационная принадлежность осадочных образований фанерозоя Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань) | 233 |
| <i>Т.И. Добровольская, Ю.С. Лебедев.</i> Конгломераты в геосинклинальных трогах протерозоя и фанерозоя | 236 |

УДК (551.31 + 551.35) : 551.7

Яншин А.Л., Казанский Ю.П., Николаева И.В. **Проблема эволюции осадочного процесса.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 5—16.

Рассматривается состояние проблемы эволюции осадочного процесса у исследователей разных школ и направлений, методологические и методические аспекты решения, теоретическое и практическое значение этой проблемы. Табл. 3. Библиогр. с. 16 (21 назв.).

УДК (551.31 + 551.35) : 551.7

Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Холодов В.Н. **Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 17—49.

Рассматриваются наиболее существенные особенности осадконакопления на континентах и в океанах на протяжении обозримой истории Земли. Подчеркивается важная роль тектонической активности Земли, оказавшей большое влияние на периодическую повторяемость и направленность процессов осадконакопления. Табл. 1. Библиогр. с. 46—49 (112 назв.).

УДК (551.31 + 551.35) : 551.7

Ронов А.Б. **Эволюция осадкообразования в истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 49—74.

Рассмотрены закономерности строения и развития осадочной оболочки Земли. Прослежена тенденция к периодической смене типов пород и их состава в течение геотектонических циклов. Показано, что периодические колебания накладываются на общий направленный во времени глобальный процесс сокращения площади геосинклиналей, рост площади платформ, который сопровождается необратимым процессом эволюции состава типов пород, геохимических процессов и условий наземной поверхности. Ил. 31. Библиогр. с. 73—74 (34 назв.).

УДК 551.26

Яншин А.Л., Жарков М.А. **Об эволюции осадочных формаций в геологической истории.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 74—81.

Обосновывается важность парагенетического направления учения о геологических формациях, которое позволяет наиболее полно и всесторонне познать эволюцию процессов осадкообразования в истории развития Земли. Библиогр. с. 81 (16 назв.).

УДК 551.461.8 : (551.76 + 551.77)

Лисицын А.П., Богданов Ю.А. **Главные события мезозоя и кайнозоя океанов.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 82—103.

Описаны главные характеристики палеоокеанов: температуры, течения, продуктивность, рельеф. Показано, что изменение системы вертикальной циркуляции и глобальные изменения уровня океана — главные события в мезозойской и кайнозойской истории океанов. Ил. 10. Библиогр. с. 102—103. (49 назв.).

УДК (551.311.23 + 551.510.4) : 551.7

Бгатов В.И. **Земная атмосфера и коры выветривания.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 103—111.

Сравнивая данные о составе продуктов выветривания и соотношении газов в атмосфере за время обозримой геологической истории Земли, автор приходит к выводу о постоянстве состава атмосферы и сходстве процессов выветривания. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. с. 110—111 (18 назв.).

УДК 552.55 : 551.261.551.71

Хворова И.В. **Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 111—120.

Кремненакопление в фанерозое претерпело изменения, выразившиеся в "вымирании" эффузивно-кремнистых геосинклинальных формаций в конце мезозоя и в резком сокращении количества эффузивно-фтанитовых формаций в силуре. В меловом периоде вместе с расцветом диатомовых водорослей получило мировое развитие кремненакопление в платформенных бассейнах и океанах; одновременно была утрачена связь кремненакопления с вулканизмом, характерная для палеозойских и мезозойских геосинклиналей. Предполагается, что это обусловлено как изменением вулканизма, так, по-видимому, и батиметрией геосинклинальных бассейнов. Рис. 1. Библиогр. с. 119 (23 назв.).

УДК 552.14 : 551.7

Анатолюева А.И. **Эволюция континентального красноцветного пороодообразования в истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 121—128.

Проведенное сравнительное изучение разновозрастных красноцветных формаций и выявление закономерностей их размещения в осадочной оболочке Земли позволило создать основу для разработки теории эволюции континентального красноцветного пороодообразования. Установлено, что типичные для докембрия гематитовые формации в поздние этапы палеозойской красноцветной седиментации сменились угле- и бокситоносными формациями, а на рубеже докембрия и кембрия красноцветные образования пополнились эвапоритовыми формациями. Библиогр. с. 127—128 (24 назв.).

УДК 550.42 : 546.02 : 551.71

Виноградов В.И. **Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли (по изотопным данным).** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 128—134.

Возраст древнейших образований Земли приближается к 4 млрд. лет. В составе древнейших метаморфических пород Земли присутствуют породы водноосадочного происхождения. Их первично осадочная природа иногда с очевидностью следует из состава и условий залегания пород, а иногда подтверждается и устанавливается изотопными данными. Общий набор осадочных пород в архее сходен с фанерозойским. Специальные изотопные исследования подтверждают сходство условий осадконакопления с древнейших времен до настоящего времени. Это подтверждает гипотезу о ранней дегазации Земли. Высказывается предположение, что первичная дифференциация исходного вещества Земли произошла на ранних стадиях развития планеты при взаимодействии газово-водной и твердой оболочек. В результате уже на ранних этапах развития Земли в ходе такого взаимодействия и осадочной дифференциации выделилось вещество гранитной коры. Дальнейшая эволюция осадочного процесса связана с повторным взаимодействием и последующей дифференциацией вещества континентальной и океанической коры. Библиогр. с. 133—134 (16 назв.).

УДК 551.5 + 551.71/72

Акульшина Е.П. **Эволюция состава глинистого вещества в позднем докембрии и фанерозое.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 134—142.

Выявлено изменение минерального и химического состава глинистого вещества в позднем докембрии и фанерозое. В данном интервале истории Земли содержание главных компонентов и малых элементов в глинистом веществе меняется направленно и периодически. Резкие изменения в содержании макрокомпонентов и малых элементов происходят на одних и тех же стратиграфических уровнях. Рис. 7. Библиогр. с. 140—142 (39 назв.).

УДК 551.3.051 (571.1)

Гурова Т.И., Сердюк З.Я., Запывалов Н.П., Краснов В.И., Мартынов В.А., Ратанов Л.С., Степанов С.А. **Развитие процессов осадконакопления в фанерозое Западно-Сибирской низменности.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 142—149.

Территория, занятая ныне Западно-Сибирской низменностью, в фанерозое была ареной мощного осадконакопления. Наиболее древний (лудлов-визей-

ский) цикл характеризуется широким развитием процессов автохтонного карбоната накопления в приподнятых блоках, происходивших одновременно с аллохтонным терригенным накоплением в опущенных блоках. После регрессии среднепалеозойского моря, происшедшей вследствие инверсии прогибов, наступил этап тектонического покоя, сопровождавшийся развитием широких пенепленизированных поверхностей. В триасе произошла тектономагматическая активизация. Весь мезозойский период истории характеризуется накоплением терригенных осадков в широких мелководных водоемах в условиях семиаридного и семигумидного климатов. Цикличность в мезозое была обусловлена главным образом трансгрессиями и регрессиями моря. Для каждого седиментационного цикла характерны свои наборы полезных ископаемых. Библиогр. с. 149 (7 назв.).

УДК 551.3.051 : 551.263.036 (571.5)

Матухин Р.Г., Будников В.И., Вагг Ю.В., Ван А.В., Марков Е.П., Родин Р.С., Романова Э.Е., Соколов П.Н. **История процессов осадконакопления при формировании чехла Сибирской платформы.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 149—156.

Путем реконструкции процессов осадконакопления показана эволюция последнего на значительном отрезке времени от рифея до кайнозоя включительно, что обусловило современный облик чехла Сибирской платформы и его минерагению. Рис. 1, Библиогр. с. 156 (5 назв.).

УДК 552.54 + 551.35 : 551.7

Казанский Ю.П. **О развитии морского карбоната накопления в геологической истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Недра, 1983, с. 157.

Выделяется пять этапов морского карбоната накопления: архейский —раннепротерозойский, раннепротерозойский—вендский, кембрийский—ордовикский, ордовикский—каменноугольный, пермский—голоценовый. Главные их рубежи: развитие органогенных построек и морского доломитообразования; появление морских организмов с карбонатными раковинами; широкое распространение пелагических органогенных карбонатных илов. Табл. 2. Библиогр. с. 162 (12 назв.).

УДК 551.1 + 552.58

Кузнецов В.Г. **Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 162—173.

Рассматривается эволюция рифообразования в трех аспектах: биологическом, минералого-геохимическом и геолого-геоморфологическом. Отмечается расширение во времени систематического состава рифостроящих организмов, а затем его сокращение и специализация организмов; смена доломитового состава кальцитовым, а затем арагситовым; первично повышенные содержания в рифах стронция и увеличение его концентраций в геологической истории. Устанавливается увеличение во времени мощностей и высоты рифов, их морфологической, литологической, фацальной и палеонтологической дифференциации. Рассматривается специфика эволюции рифообразования по сравнению с общей эволюцией литогенеза. Ил. 2. Библиогр. с. 172—173 (19 назв.).

УДК 552.54 : (551.71 + 551.72)

Зайцев А.Г., Горбачев О.В. **Карбонатные отложения раннего докембрия и их место в эволюционном ряду карбонатных формаций.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 173—179.

Установлено, что на самых ранних этапах формирования земной коры процессам карбоната накопления были присущи основные факторы, свойственные более поздним эпохам: биогенный, наличие черт эвапоритовых бассейнов осадконакопления. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. с. 179 (15 назв.).

УДК 551.311.23 : 551,7

Пак А.И. **Эволюция кор выветривания в истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 179—191.

Выделяются этапы развития кор выветривания: дозойский, азой-раннеархейский, позднеархей-протерозой-фанерозойский. Рассматривается эволюция условий породообразования и продуктов выветривания. Показано, что в позднем архее началось развитие кор выветривания монтмориллонит-каолинового состава в субэаральных условиях. Табл. 3. Ил. 3. Библиогр. с. 191 (16 назв.).

УДК 55.001 + 551.26 + 552.001

Драгунов В.И. **Онтогенез геологических тел в аспекте их иерархии, филогении и экологии.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 192—200.

Уточняется формулировка закона повторения в онтогенезе объектов высшего уровня организации их иерархогенеза из объектов низшего уровня организации и последующего филогенеза в пределах достигнутого уровня. В эволюционных процессах, по-видимому, действует закон сохранения массы, энергии и информации (организованности). Ил. 4. Библиогр. с. 199—200. (36 назв.).

УДК 551.1 + 552.5

Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. **Периодичность развития осадочного процесса в геологической истории Земли.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 200—204.

Рассмотрен периодический характер развития осадочного процесса в геологической истории Земли, связанный с колебаниями масштабов и интерференций тектонических, климатических и опосредованных вещественных факторов. Показывается эволюция геологических процессов на примере последовательной смены эр, периодов, циклов тектогенеза, эпох магматизма, крупнейших трансгрессий и регрессий, а также изменение масштабов корообразования, соли-, карбонато- и угленакопления. Ил. 1. Библиогр. с. 203—204. (16 назв.).

УДК 550.43 : 550.46 : 577.46

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. **Изменение воздействия живого вещества на литогенез в связи с эволюцией биосферы.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 204—208.

Показано, что основными рубежами развития биосферы, определяющими ее особенности, являются: появление фотосинтезирующих организмов (и свободного кислорода в гидросфере), переход восстановительной атмосферы в окислительную, устойчивое возникновение озонового слоя у поверхности Земли, возникновение озонового слоя на удалении от поверхности Земли. В таблице приводятся основные изменения в биосфере в процессе ее эволюции и сопряженные с ними изменения в особенностях воздействия живого и захороняющегося органического вещества на литогенез. Табл. 1. Библиогр. с. 208 (16 назв.).

УДК 531.35 : 551.42

Бурлин Ю.К., Архипов В.Е., Свистунов Е.П. **Условия осадкообразования в ходе развития бассейнов островных дуг.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 208—215.

Рассматриваются особенности осадкообразования бассейнов островных дуг северо-западного сегмента Тихоокеанского тектонического пояса. Дана типизация бассейнов на основе анализа процессов наращивания континентальной коры и ее деструкции. Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. с. 215 (2 назв.).

УДК 552.51 (571.6)

Маркевич П.В., Чудаев О.В. **Геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Камчатки — два пути развития.** — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 215—220.

Установлено, что флишевые и частично молассовые толщи Главного синклиория Сихотэ-Алиня, а также Ильменского и Кроноцкого полуостровов Восточно-Камчатского синклиория имеют контрастный вещественный состав, который отражает принципиальные различия в характере их геологической истории и эволюции литогенеза. Сихотэ-алинская геосинклиналь, для которой характерны терригенные толщи преимущественно аркозового состава, заложилась, вероятно, на сиалическом фундаменте; бассейн осадконакопления соседствовал с источниками сноса, сложенными корой континентального типа. Восточно-Камчатская геосинклиналь, терригенные комплексы которой имеют фемический профиль, развивалась на океаническом основании; в ней ярко проявилась островодужная стадия, наложившая отпечаток на процессы осадконакопления и определившая "вулканическое" лицо литогенеза в целом. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. с. 220 (11 назв.).

УДК 552.54 : 551.263.1/.2 : 551.72/.73 (571.51)

Бучарская Г.С., Балицкий Д.К., Бровков Г.Н., Ярошевич В.М. Развитие карбонатного осадконакопления в докембрии и палеозое Саяно-Енисейской складчатой области. — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 221—224.

Рассматривается распространение карбонатных пород на различных стратиграфических уровнях в разрезе региона, их структурная, ландшафтная приуроченность, состав карбонатных отложений, формировавшихся в крупные эпохи карбонатонакопления. На основе анализа рядов карбонатных и существенно карбонатных формаций в сводном вертикальном разрезе региона сделаны выводы об эволюции карбонатонакопления в его пределах в докембрии и палеозое. Библиогр. с. 224 (4 назв.).

УДК 551.7

Афанасьев С.Л. Эволюция флишеобразования в мезозой-кайнозое (на примере Большого Кавказа). — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 224—228.

В мезозой-кайнозое Большого Кавказа флишевые формации встречаются многократно: в аалене, позднем аалене и байосе, титоне—валанжине, альбе—сеномане, верхнем туроне и коньяке, кампане—плютете. Смена как флишевых формаций нефлишевыми, так и нефлишевых флишевыми происходит постепенно. В переходных толщах наблюдается многократное чередование флишевых пачек с нефлишевыми, что позволяет выделять циклотемы мощностью 20—60 м, длительность образования которых колеблется от 60 до 670 тыс. лет. Ил. 1. Библиогр. с. 228 (8 назв.).

УДК 551.23 (234.421.1/2)

Афанасьев И.М. Эволюция вещественного состава пород флишевой формации Карпат в мезозой-кайнозое. — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах на континентах. М.: Наука, 1983, с. 229—232.

Анализируется различное влияние основных факторов седиментогенеза: геолого-тектонического, гидрохимического, биологического и вулканогенного, определяющих эволюцию вещественного состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород на различных этапах развития карпатской геосинклинали. Отмечается господство процесса терригенного седиментогенеза, который лишь на отдельных участках уступал место вулканогенному или биогенному процессам. На ранних этапах развития карпатской геосинклинали (ранний мел) основные источники питания располагались в пределах южного борта геосинклинали. На средних этапах (начиная с позднего мела) все большее значение приобретают внутривулканогенные поднятия, начинают активно действовать источники питания северного борта геосинклинали. В завершающие этапы развития (олигоцен) опять активизируется южный источник питания (Мармарошский массив); заметная роль в осадконакоплении принадлежит метаморфическим породам низких ступеней метаморфизма, входящих в состав Галицийской складчатой области и Добруджи (северный источник). Ил. 1.

УДК 551.3.051 : 551.73/78 (235.216)

Босов В.Д., Кариев А.Р., Черенков И.Н. Эволюция условий седиментогенеза и формационная принадлежность осадочных образований

фанерозоя Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 233—235.

В истории эволюции условий седиментации фанерозоя Зеравшано-Гиссарской области отмечается несколько эпох, которым соответствует определенный тип осадочных формаций. В ранне-среднепалеозойский этап развития территории формируются аспидная глинисто-сланцевая и флишевая терригенная формации. Основные особенности первой — многочисленные текстуры, указывающие на мелководный характер среды осадконакопления. В отложениях терригенного флиша распространены линзы и прослои глыбовых конгломератов и олистостромовые образования, сложенные древними карбонатными породами. В позднепалеозой—раннемезозойское время значительная часть территории оказалась выведенной из зоны осадконакопления. Дальнейший постгеосинклинальный этап характеризуется своеобразием седиментационного процесса, в ходе которого в остаточных мульдах и изолированных впадинах межгорного типа формируются молассовые, терригенно-красноцветные и терригенно-карбонатные формации позднемезозой-кайнозойского времени.

УДК 552.512 : 551.242.21 : 551.72/73/78

Добровольская Т.И., Лебедев Ю.С. Конгломераты в геосинклинальных трогах протерозоя и фанерозоя. — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983, с. 236—239.

Конгломераты протерозоя и фанерозоя в пределах Украинского щита и крымского сегмента Средиземноморского пояса пространственно приурочены к геосинклинальным трогам. Их накопление связано с вертикальными движениями и отражает время горообразовательных процессов в фанерозое. По составу обломочного материала конгломераты полимиктовые, галечные, глыбово-валунно-галечные. Размыту подвергались как породы окружающей трого суши, так и собственно троговые отложения. Ил. 1. Библиогр. с. 239. (7 назв.).

**ЭВОЛЮЦИЯ
ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА
В ОКЕАНАХ
И НА КОНТИНЕНТАХ**

*Утверждено к печати
Междуведомственным литологическим комитетом*

Редактор *Н.Е. Фельдбарг*
Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художник *С.Б. Генкина*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *М.А. Марченко*

ИБ № 27539

Подписано к печати 03.11.83. Т-16496
Формат 60 x 90 1/16 Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,5 + 1,8 вкл.
Усл. кр.-отт. 17,4. Уч.-изд. л. 23,1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 807.
Цена 3 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

в III квартале 1984 г.

выходит книга

"Эволюция осадочного процесса в истории Земли".

Объем 22 а.л., цена 3 р. 30 коп.

В книге рассматриваются общие проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе в геологической истории Земли от раннего докембрия до наших дней, а также периодичность и эволюция процессов образования главнейших типов осадочных полезных ископаемых: цветных металлов, фосфоритов, горючих и других полезных ископаемых.

Книга рассчитана на литологов, геохимиков.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ
ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ
"КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р.Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3р. 50 к.

4232



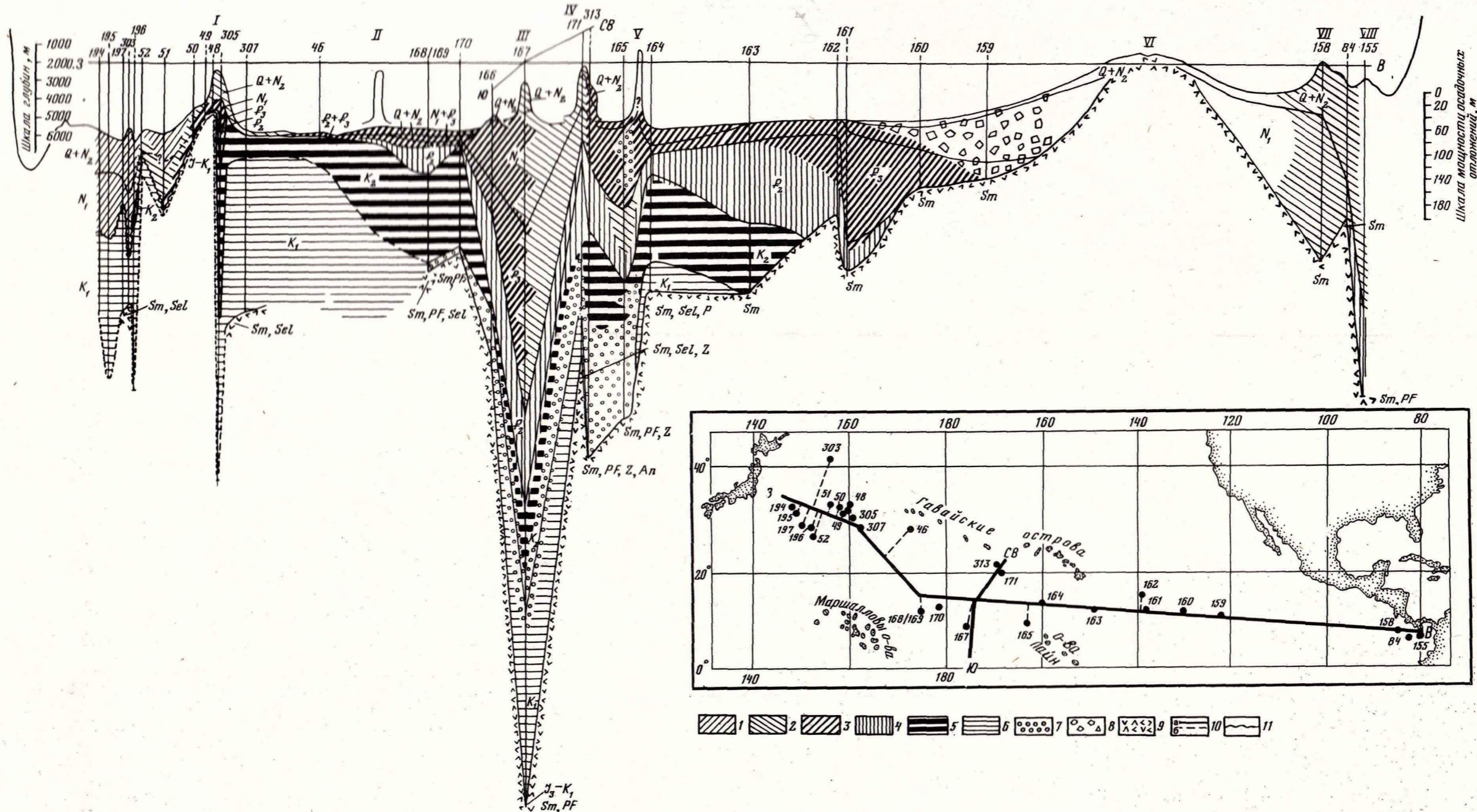


Рис. 2. Важнейшие минеральные ассоциации в породах Тихоокеанского профиля I — поднятие Шетского; II — Срединно-Тихоокеанское поднятие; III — Магелланово поднятие; IV — горизонт Гайтай; V — горы Лян; VI — Восточно-Тихоокеанское поднытие; VII — хр. Кокос; VIII — хр. Койба. Минеральные ассоциации и стадии: 1 — начальная смектитизация, 2 — полная смектитизация, 3 — смектитизация и формирование филлипсита (1-3 — ассоциации верхнего "этажа" осадочного чехла — плейстоцен-миоцен), 4 — незрелого клиноптилолита и появления порцелланта, 5 — форми-

вания палыгорскита и зрелого клиноптилолита, 6 — зрелого клиноптилолита и кремния; минеральные ассоциации: 7 — различных типов цеолитов (филлипсит, клиноптилолит, анальцит) и калиевого полевого шпата в вулканогенных лавинах (4-7 — ассоциации нижнего "этажа"); 8 — сосуществование клиноптилолита и филлипсита; 9 — вторичные минералы в базальтах (см — смектит, свл — свалонит, кпш — калиевый полевой шпат, цл — цеолит, ан — анальцит); 10 — стратиграфические границы: а — установленные, б — условные; 11 — стратиграфические перемены

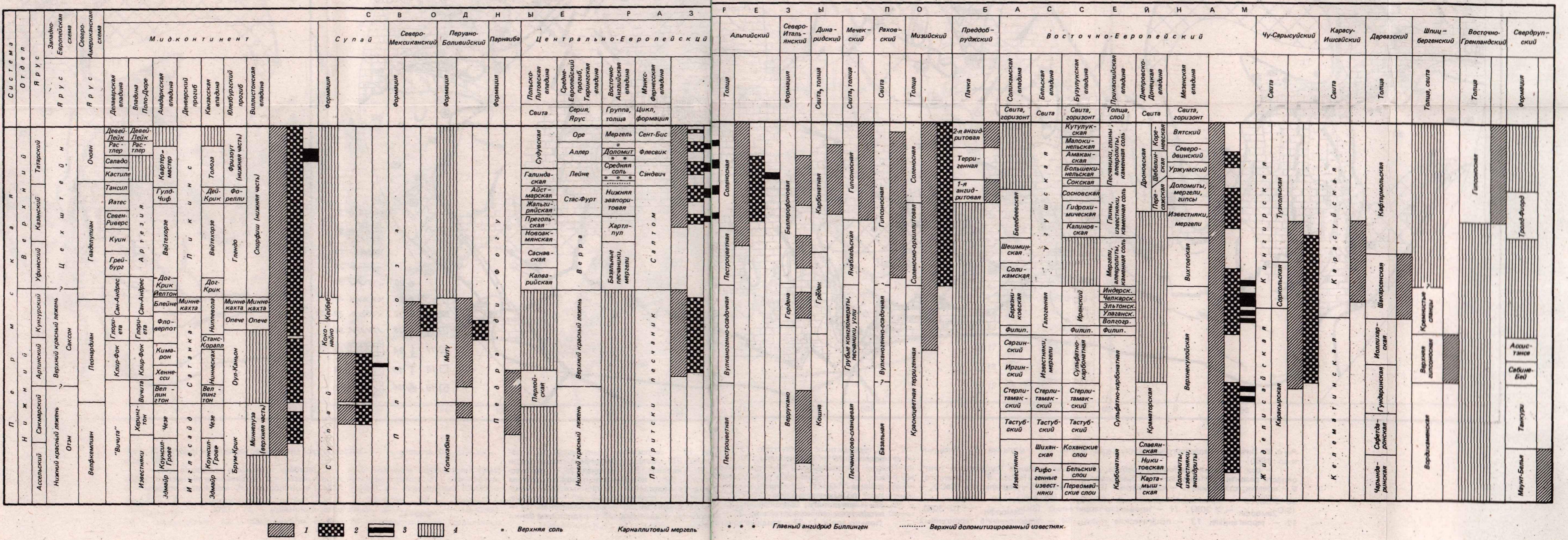


Рис. 6. Межрегиональная схема сопоставления разрезов пермских эвапоритовых бассейнов по Жаркову (1978)

1 — сульфатные породы; 2 — раста отсутствуют; 3 — калийные соли; 4 — отложения данного возраста отсутствуют

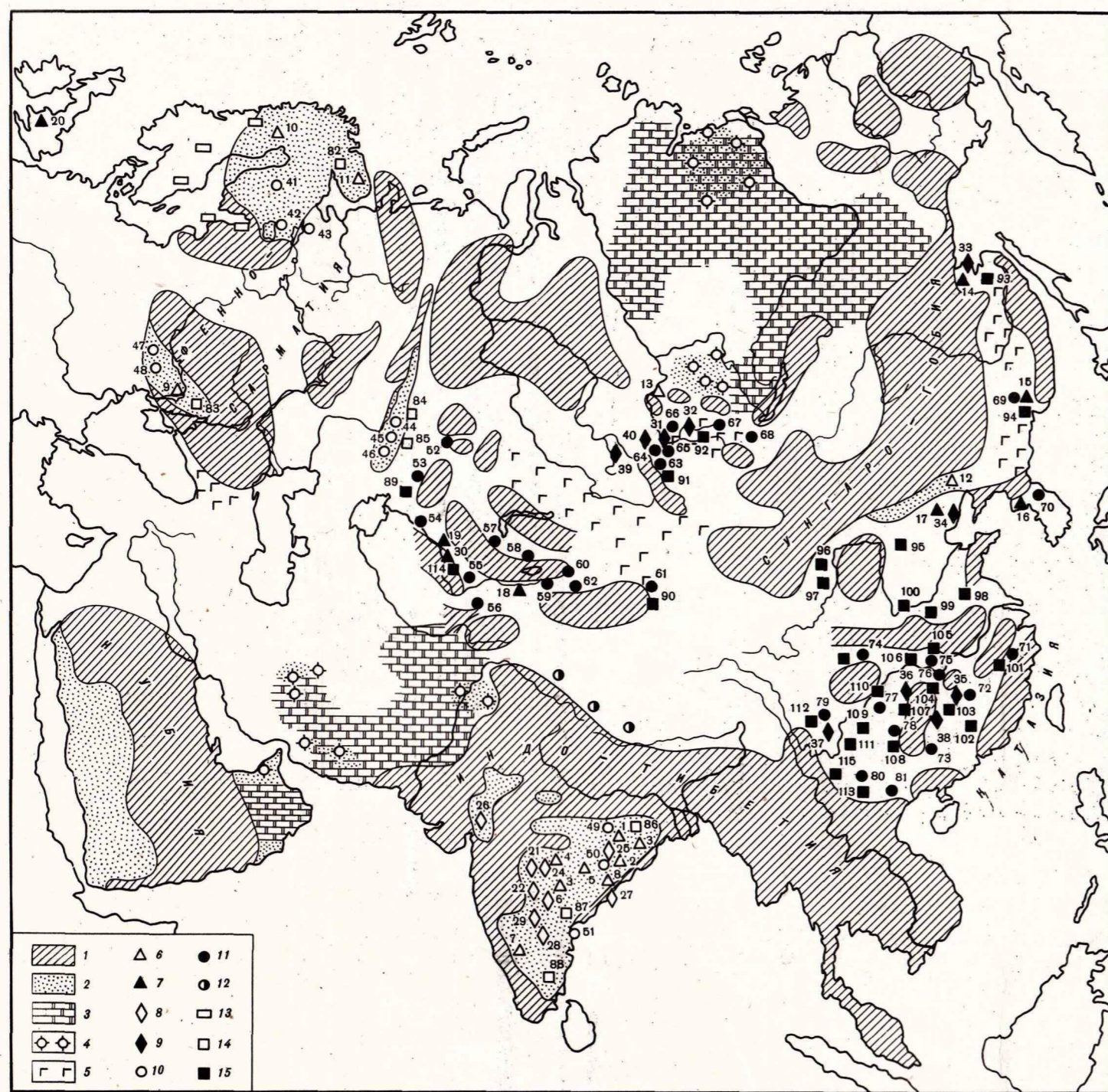


Рис. 10. Палеометаллогенетическая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время по В.Н. Холодову (1977)

1 — довендская суша, перекрытая толщей более молодых отложений; 2 — довендская суша, выходящая на поверхность процессами эрозии; 3 — доломитовые осадки вендско-кембрийских морей; 4 — соли, гипсы, гипсоносные мергели в красноцветных отложениях; 5 — районы вулканической деятельности; 6 — железорудные месторождения докембрия; 7 — железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоёма; 8 — марганцеворудные месторождения докембрия; 9 — марганцеворудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоёма; 10 — ванадиевые титано-магнетиты докембрия; 11 — ванадиевые углеродисто-кремнистые фаниты (сланцы); 12 — черные кремнисто-глинистые сланцы с *Spirifer* (район р. Сити-Параки); 13 — черные кварцевые сланцы (соли); 14 — апатитовые рудопроизведения докембрия; 15 — рудопроизведения и месторождения фосфоритов вендско-кембрия. Цифрами на карте обозначены: железорудные месторождения докембрия: 1 — Синьхунь, 2 — Кеонджар, 3 — Гурмухисани, 4 — Джалпугур, 5 — Чань, 6 — Даг (Райур), 7 — Каду, 8 — Бастар, 9 — Красный Рог, 10 — Курчавара и др.; 11 — Имандра-Варзуга, Воронья, 12 — Лионин, 13 — Енисейский край; железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоёма: 14 — Удско-Селемджинское междуречье, 15 — Ханкайский район (Южное Приморье); 16 — северная часть прова Копей, 17 — Хубей, 18 — Джэйтмту, 19 — Малый Каратау, 20 — Кривошир; марганцеворудные месторождения докембрия: гондиты: 21 — Чандара, 22 — Нагпур, 23 — Банара, 24 — Балагат, 25 — Гангпур, 26 — Чота Удейпур — Панч Махар; кобальты: 27 — Визагпатам, 28 — Капу, 29 — Самура; марганцеворудные месторождения вендско-кембрия: 30 — Малый Каратау, 31 — Усинское (Кузнецкий Алатау), 32 — Сейба (Саяны), 33 — Удско-Селемджинское междуречье, 34 — Вафанзы, 35 — Чайное, 36 — северо-западный склон поднятия Цзиньняня, 37 — Юньнань, 38 — Синтин, 39 — Маулуиское, 40 — Г'чэвское (Салари); ванадиевые титано-магнетиты докембрия: 41 — Отаньки, 42 — Ызнимки, 43 — Цуаньгорское, 44 — Куинское, 45 — Коланское, 46 — Маткальское, 47 — Коростинское, 48 — Миргородское, 49 — Синьхунь, 50 — Дубабер, 51 — Неллер; ванадиевые углеродисто-кремнистые фаниты (сланцы): 52 — Дварскойнага (Приамурье), 53 — Улуту, 54 — Басасукандык (Большой Каратау), 55 — Джебганские горы, 56 — Южная Фергана, 57 — Бетпакада (Домбралы), 58 — Кенды-Тас, 59 — Джэйтмту, 60 — Сарыджас, 61 — Куррукта, 62 — Катин-Тат, 63 — Белкинское (Горная Шория), 64 — Белая Уса (Кузнецкий Алатау), 65 — Тамык (Батанский край), 66 — Сейба (Саяны), 67 — Восточные Саяны, 68 — Хубсугул, 69 — Ханкайский район (Южное Приморье), 70 — северная часть п-ова Корея, 71 — северо-восток провинции Наньчунь, 72 — провинция Северная Цзяньси, 73 — юго-восток поднятия Цзиньняня, 74 — северная часть провинции Сычуань, 75 — поднятие Хуанлинь, 76 — северный склон поднятия Цзиньняня, 77 — провинция Гуйджоу, 78 — западный склон поднятия Цзиньняня, 79 — провинция Юньнань, 80 — район Люокэй, 81 — Мау-Кок; апатитовые рудопроизведения докембрия: 82 — Гремья-Фырмак, 83 — Кривошир, 84 — Куанское, 85 — Коланское, Черноморское, Латкальское, 86 — Бихара (Патангара-Сонгри), 87 — Куддап, 88 — Триинополи; рудопроизведения и месторождения фосфоритов вендско-кембрия: 89 — Улуту, 90 — Куррукта; 91 — Белкинское (Горная Шория), 92 — Сейба (Саяны), 93 — Удско-Селемджинское междуречье, 94 — Ханкайский район (Южное Приморье), 95 — провинция Шаньси, 96 — западная часть Ордоса, 97 — Богунцзян, 98 — западная часть массива Хуайян, 99 — северный склон поднятия Цзиньняня, 100 — северо-восток поднятия Цзиньняня, 101 — провинция Гуйджоу, 102 — Чайное, 103 — северный склон поднятия Цзиньняня, 104 — поднятие Хуайян, 105 — поднятие Хуанлинь, 106 — северо-запад поднятия Цзиньняня, 107 — западный склон Цзиньняня, 108 — провинция Гуйджоу, 109 — среднее течение рек Янцзы и Гуйджоу, 110 — р. Янцзы в провинции Юньнань, 111 — провинция Фаньшань, 112 — Паюкэй, 113 — северная часть провинции Сычуань, 114 — Малый Каратау, 115 — провинция Куньян

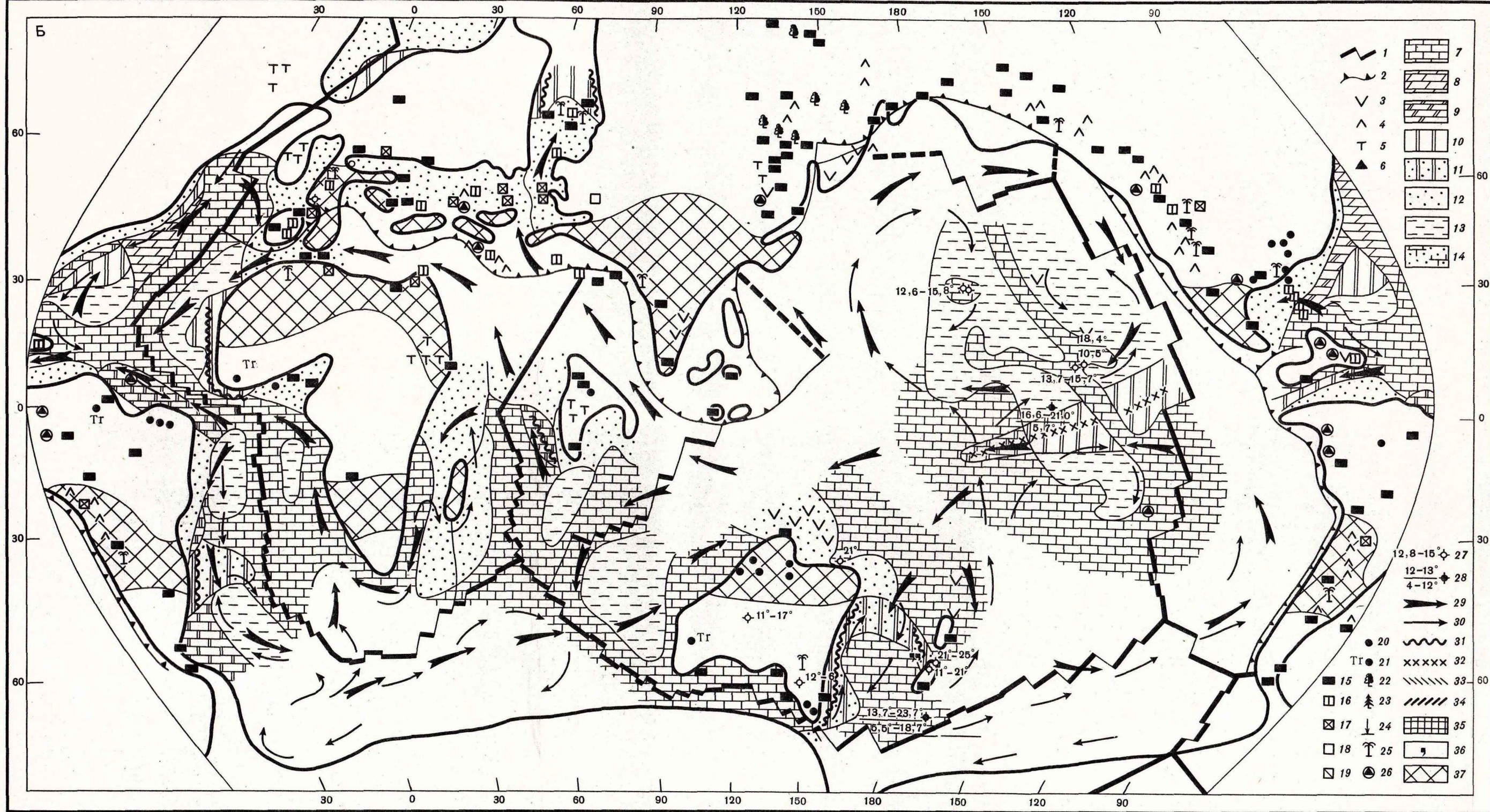
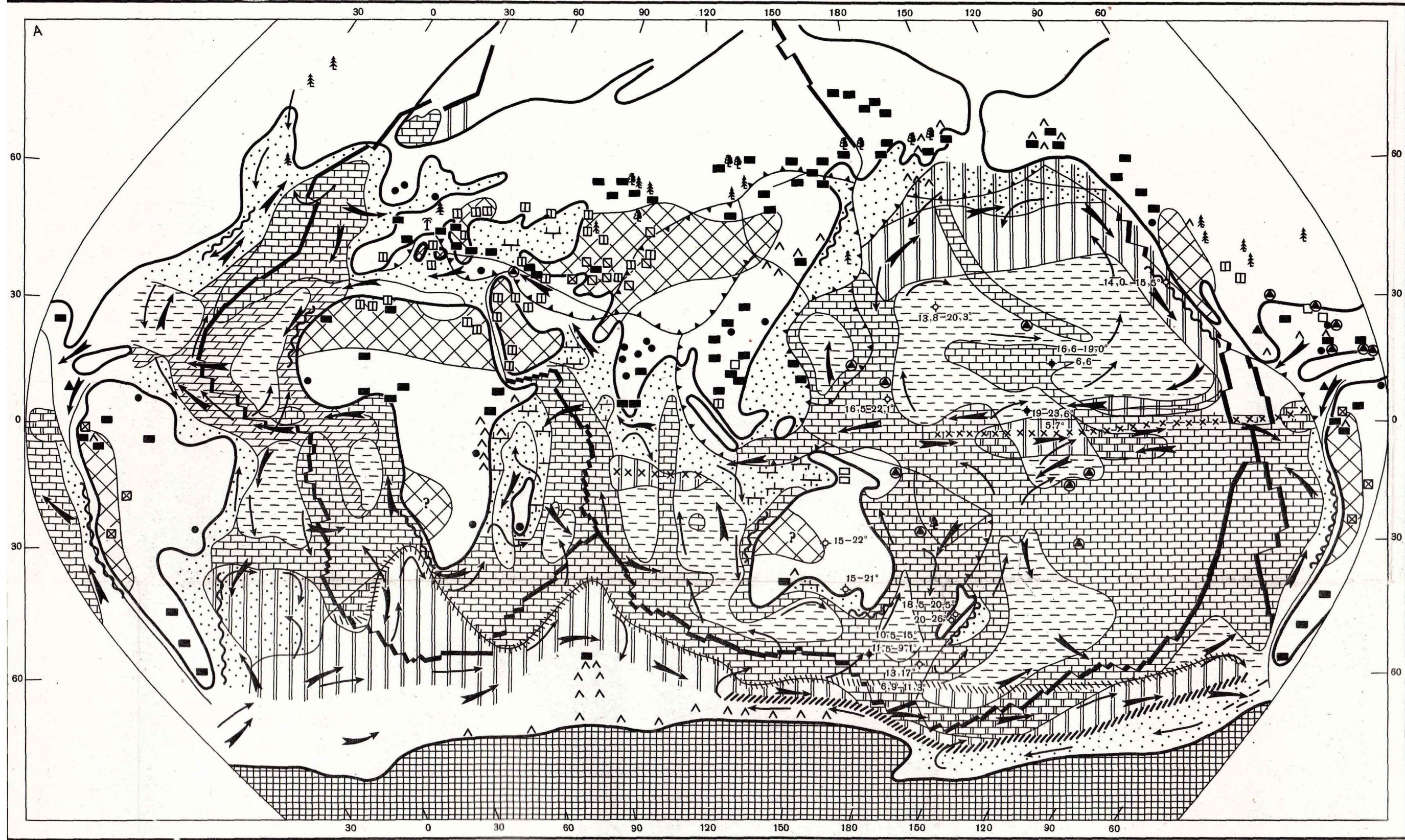
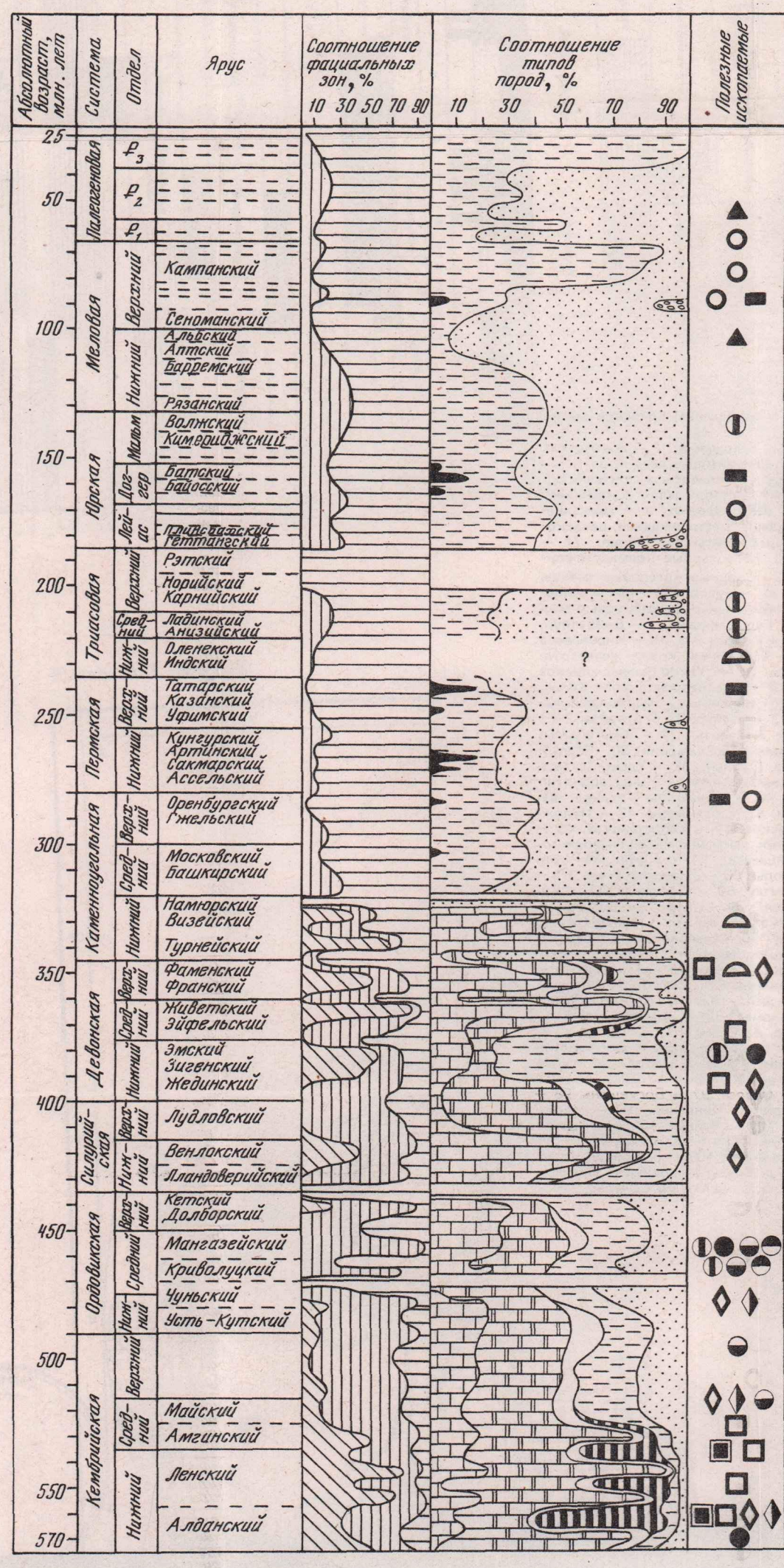


Рис. 6. Литолого-палеогеографические карты эоцена (А) и миоцена (Б) [Лисицын и др., 1980].
 1 — оси активных срединных хребтов; 2 — зоны поддвига (субдукции) плит; области развития вулканизма: 3 — базальтового, 4 — андезитового, 5 — траппового; 6 — кремни; отложения: 7 — карбонатные ($\text{CaCO}_3 > 50\%$), 8 — мергелистые ($\text{CaCO}_3 < 30-50\%$), 9 — кремнисто-мергелистые ($\text{CaCO}_3 < 30-50\%$), 10 — кремнистые ($\text{SiO}_2\text{аморфн} > 30\%$), 11 — кремнисто-терригенные ($\text{SiO}_2\text{аморфн} < 10-30\%$), 12 — терригенные, 13 — пелагические глины, 14 — переслаивание терригенных и турбидитных карбонатов, 15 — угли, 16 — эвалориты, 17 — гипсы, 18 — доломиты, 19 — красцветы, 20 — бокситы, 21 — бокситы третичные, нерасчлененные; растительность: 22 — лиственная, 23 — хвойная, 24 — степная, 25 — тропическая; 26 — коралловые рифы; температуры: 27 — поверхностных вод по данным анализа $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, 28 — поверхностных вод (в числителе) и придонных (в знаменателе) по данным анализа $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; течения: 29 — поверхностные, 30 — придонные, 31 — апвеллинги; дивергенции: 32 — экваториальная, 33 — антарктическая, 34 — антарктическая конвергенция; 35 — покровное оледенение; 36 — рудистые банки (только для К₁); 37 — аридные зоны суши



Закономерности осадконакопления в фанерозе Сибирской платформы (составлено с использованием материалов В.И. Бгатов, В.А. Даргавич, Т.А. Дивинной, В.П. Казаринова, В.Г. Матухиной).
 Фациальные зоны: 1 — морская, 2 — прибрежно-морская и лагуна, 3 — континентальная; типы пород: 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — сульфаты, 7 — соли, 8 — углесодержащие порода и угли, 9 — глины, 10 — эвалориты и песчаники, 11 — гравелиты и конгломераты; 12 — интервал разреза, не охарактеризованный осадками. Полезные ископаемые: 13 — фосфориты, 14 — бокситы, 15 — калийная соль, 16 — каменная соль, 17 — угли, 18 — цеолиты, 19 — целестин, 20 — барит, 21 — сидерит, 22 — марганец, 23 — медь, 24 — свинец

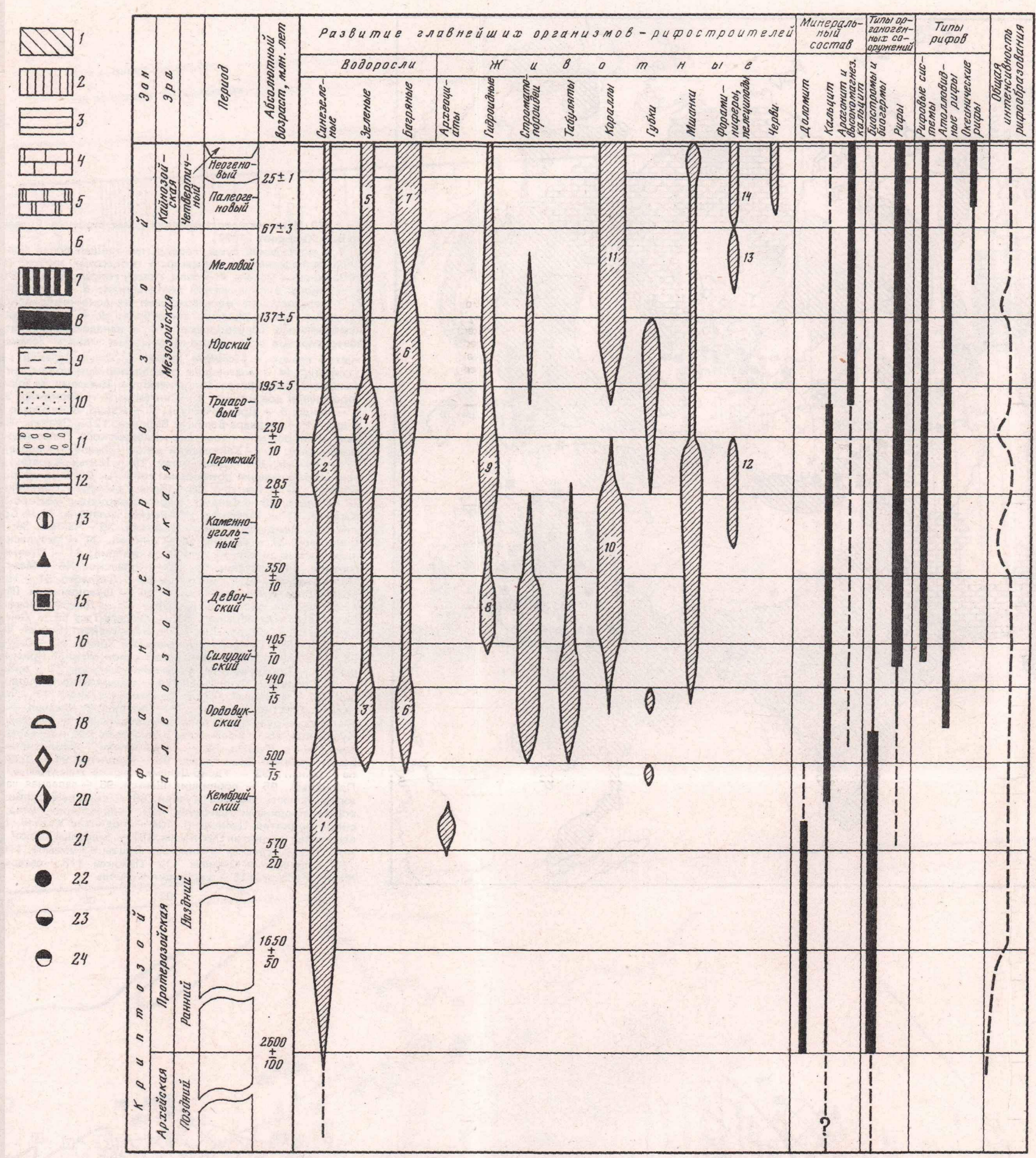


Рис. 1. Схема эволюции рифообразования в истории Земли
 1 — строматолитообразующие водоросли, бактерии и грибовые; 2 — водоросли групп тубифитес и стромария; 3 — вермипореллы, микстолоры, циклокринусы; 4 — диплоторы, мицелии; 5 — хламиды; 6 — солоноры и паразиты; 7 — коралловые и мелобаневые водоросли; 8 — фитопеллы; 9 — палеоплизины; 10 — ругозы; 11 — склерактинии; 12 — толлямины, швагерини, фузулины, палеонубеклярии и др.; 13 — рудисты; 14 — нубеклярии, верметусы